



* 5 3 0 9 5 6 2 3 3 8 *

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE

LA ESTRUCTURA CORTICAL
DEL AREA DE UNIÓN DE LAS
CORDILLERAS IBÉRICA
Y BÉTICAS.

INTERPRETACION GEOTECTÓNICA
BASADA EN DATOS
GRAVIMÉTRICOS.

Memoria presentada para optar al grado de Doctor en
Ciencias Geológicas por D. Santiago Castaño Fernández.

Dirigida por el Dr. Andrés Carbó Gorosabel

Madrid, 22 de Febrero de 1993.

A Teruca, Oscar y Carlos.

Agradecimientos.

Es siempre complejo, tras una labor de años, elaborar una relación de personas a las que se desea agradecer su ayuda y colaboración, dado que es posible que se pueda, involuntariamente, omitir a alguien. Vaya por delante, pues, mi reconocimiento a todos los que, en algún momento, hayan tenido relación con este trabajo; relación sin la cual mis esfuerzos hubieran quedado inevitablemente disminuídos.

Deseo, en primer lugar agradecer al Dr. Andrés Carbó, como director de esta Tesis, el tiempo y la experiencia que me ha dedicado, así como paciencia de que ha dado muestras a lo largo de tantas vicisitudes ocurridas.

Al Dr. J. Bergamín por sus consejos, ideas y apoyo en todo momento.

A los Drs. R. Capote, C. Casquet y L. Vilas por sus apreciaciones e ideas sobre el tema.

A todos los miembros del Departamento de Geodinámica, muy especialmente al Dr. A. Ribas por el ánimo y los consejos que me han ofrecido.

Al los Drs. A. Acosta Echevarría y A. Casas Ponsati por su colaboración y ayuda en momentos importantes.

A todos los miembros del Dpt. de Mecánica Aplicada e Ingeniería de Proyectos de I.T.I. de Albacete, especialmente a D. M. Avila Hinarejos por su inapreciable ayuda en la elaboración informatizada de la cartografía.

Al Dr. A. Sanchez Jimenez, de ADARO, por haberme proporcionado el acceso a numerosos datos sobre la zona.

A la Universidad de Castilla-La Mancha por su ayuda material.

Quiero también expresar un especial agradecimiento a mi esposa, Teresa, sin cuya comprensión y apoyo este trabajo no hubiera visto la luz.

A todos, los que están y los que faltan, gracias.

INDICE

Pag.

I.- INTRODUCCION.

I.1) OBJETIVOS DEL TRABAJO.	2
I.2) ENMARQUE GEOGRÁFICO.	6
I.2.1) Unidad Llanos de Albacete.	8
I.2.2) Unidad de Chinchilla-Almansa-Caroch.	10
I.2.3) Unidad de Hellín-Jumilla-Yecia.	11
I.2.4) Unidad de Calasparra-Cieza-Monóvar.	12
I.3) ENMARQUE GEOLÓGICO.	
I.3.1) Estructura Geológica de la zona.	13
I.3.2) Historia geológica de la zona.	15

II.- ANTECEDENTES.

INTRODUCCIÓN.	19
II.1) ESTRATIGRAFIA.	24
II.1.1) Zócalo.	24
II.1.1) Triásico.	26
II.1.1.1) Buntsandstein	30
II.1.1.2) Muschelkalk.	31
II.1.1.3) Keuper.	31
II.1.2) Jurásico.	34
II.1.3) Cretácico.	35
II.1.4) Cenozoico.	37
II.1.5) Manifestaciones volcánicas.	38
II.1.5.1) Rocas ofíticas.	38
II.1.5.2) Vulcanismo Pliocuaternario.	38
II.1.6) Manifestaciones diapíricas.	42
II.1.6.1) Estructuras diapíricas existentes en la zona.	47
II.1.6.2) Edad del diapirismo	49

II.2) CONTEXTO GEODINÁMICO-HISTORICO.	51
II.2.1) Etapa Tardihercínica.	52
II.2.2) Etapa Distensiva.	55
II.2.3) Etapa Alpina.	59
II.3) GRANDES UNIDADES GEOLOGICAS.	63
II.3.1) Cordillera Ibérica. Rasgos más importantes.	63
II.3.2) Cordillera Bética. Rasgos más importantes.	71
II.3.2.1) Zona Prebética.	74
II.3.2.2) Zona Subbética.	79
II.3.2.3) Unidades Intermedias.	80
II.3.3) Unidades lejanas:	
II.3.3.1) Cuenca de Valencia.	81
II.3.3.2) La Meseta.	84
II.4) ESTRUCTURA CORTICAL.	85
II.4.1) Cordilleras Béticas.	90
II.4.2) Cordillera Ibérica.	93
II.4.3) Meseta.	93
II.4.4) Surco de Valencia / Cuenca Balear.	95
II.4.5) Mar de Alborán.	105

III.- METODOLOGIA

III.1) INSTRUMENTACION	
III.1.1) Introducción.	108
III.1.2) Gravímetro.	108
III.1.3) Altimetro.	109
III.2) TOMA DE DATOS.	
III.2.1) Introducción.	110
III.2.2) Levantamiento.	111
III.2.2.1) Levantamiento de la red de bases.	111
III.2.2.2) Levantamiento de las estaciones.	112
III.2.2.3) Controles.	115

III.2.2.3.1) Control de las medidas gravimétricas.	115
III.2.2.3.2) Control de las medidas de altimetría.	115
III.2.2.3.3) Control de las coordenadas U.T.M.	116
III.2.2.3.4) Control de las correcciones topográficas.	116
 III.3) CORRECCIONES.	
III.3.1) Corrección Lunisolar o de Marea gravimétrica	117
III.3.2) Corrección de la Deriva instrumental	117
III.3.3) Corrección de Aire libre	117
III.3.4) Corrección de Bouguer	117
III.3.5) Corrección Topográfica	118
 III.4) OBTENCION DE ANOMALIAS.	
III.4.1) Anomalía de Bouguer.	119
III.4.2) Anomalía Regional.	122
III.4.3) Anomalía Residual.	129
 III.5) ELABORACION DE CARTOGRAFÍA.	135

IV.- INTERPRETACION Y DISCUSION

IV.1) ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DEL MAPA DE ANOMALÍAS REGIONALES.	138
 IV.2) DETERMINACION DE DENSIDADES.	141
IV.2.1) Manto superior.	141
IV.2.2) Corteza inferior.	142
IV.2.3) Corteza superior.	142
IV.2.4) Cobertura.	143
 IV.3) APROXIMACION MATEMATICA A LA DISCONTINUIDAD DE MOHOROVICIC.	145
IV.3.1) Aplicación de diversas fórmulas a nuestra zona.	145
IV.3.2) Calibración de los resultados.	150

IV.4) MODELIZACIONES DE LA CORTEZA TERRESTRE.	
ANÁLISIS Y DISCUSION.	159
IV.4.1) Proceso de modelización.	164
IV.4.2) Modelo final. Perfiles.	189
IV.4.2.1) Análisis Perfil nº 1	190
IV.4.2.2) Análisis Perfil nº 2	193
IV.4.2.3) Análisis Perfil nº 3	194
IV.4.2.4) Análisis Perfil nº 4	195
IV.4.2.5) Análisis Perfil nº 5	196
IV.4.2.6) Análisis Perfil nº 6	197
IV.4.2.7) Análisis Perfil nº 7	198
IV.4.2.8) Análisis Perfil nº 8	199
Resultado final.	201
IV.5) MAPA DE ANOMALÍAS RESIDUALES.	
ANÁLISIS CUALITATIVO	202
IV.5.1) Banda de Meseta Ibérica	202
IV.5.2) Banda Central o de Transición	203
IV.5.3) Banda de Jumilla	204
IV.5.4) Banda Subbética	206
 V.- RESUMEN Y CONCLUSIONES.	 216
 VI.- BIBLIOGRAFIA.	 221

ANEXOS.

ANEXO I: LOCALIZACION DE LAS BASES.

**ANEXO II: LISTADOS DE DATOS Y CORRECCIONES DE LAS
MEDIDAS REALIZADAS.**

ANEXO III: MAPA GEOLOGICO DE LA ZONA. E. 1:400.000

ANEXO IV MAPA DE ANOMALIAS DE BOUGUER. E. 1:200.000

ANEXO V: MAPA DE ANOMALIAS RESIDUALES. E. 1:200.000

ANEXO VI: MAPA DE ANOMALIAS REGIONALES. E. 1:200.000

INDICE DE FIGURAS.

	pag.
1.- Esquema tectónico de la Península Ibérica y áreas limítrofes.	4
2.- Esquema de la Península Ibérica con indicación de las grandes unidades morfoestructurales.	5
3.- Esquema de la zona investigada con límites de hojas cartográficas. E. 1:50.000.	7
4.- Esquema de la zona investigada. Zonas geomorfológicas y límites provinciales.	9
5.- División en zonas del Macizo Ibérico.	24
6.- Zonas de LOTZE, 1946, para el Herciniano de la Península Ibérica.	25
7.- Mapas de isopacas para el Buntsandstein y el Muschelkalk.	28
8.- Elementos paleogeográficos para el Cretácico inferior.	36
9.- Afloramientos volcánicos del SE peninsular.	40
10.- Mapa de situación de los principales afloramientos del Keuper en la zona.	43
11.- Mapa de los principales desgarres tardihercínicos en el SO de Europa.	53
12.- Puntos triples y sistema de Rifts durante el Triásico.	56
A) Situación de las Placas Litosféricas.	
B) Sistema de Rifts circumpeninsulares.	
C) Evolución mesozoica del sistema.	
13.- Esquema de la zona transformante entre Iberia y África en el Jurásico.	57
14.- Esquema de los dominios alpinos mediterráneos.	62
15.- Mapa esquemático de la Cordillera Ibérica.	64
16.- Esquema tectónico de Iberia según VIALARD, 1985	66
17.- Esquema tectónico de Iberia según CANEROT, 1983.	67
18.- Esquema de la fracturación en las Cordilleras Béticas.	72
19.- Esquema geológico de las Cordilleras Béticas.	75
20.- Esquema geológico de los márgenes de la Cuenca de Valencia.	81
21.- Esquema de los tipos de corteza en el Mediterráneo occidental.	83
22.- Mapa simplificado de anomalías de Bouguer de la Península.	85
23.- Mapa de isopacas de la Península Ibérica.	86

24.- Principales accidentes de la Península Ibérica de posible alcance cortical.	86
25.- Mapa simplificado de la profundidad del Moho en la Península.	89
26.- Interpretación sísmica NNE-SSO de la Península Ibérica.	89
27 a.- Perfiles del proyecto J.O.I.D.E.S.	91
b.- Interpretación gravimétrica y sísmica del perfil Adra-Cartagena.	91
28.- Modelo cortical Mar de Alborán-Macizo Ibérico.	92
29.- Interpretación del perfil sísmico Trujillo-Huete.	94
30 a.- Estaciones sísmicas en el eje Bético-Balear.	97
b.- Interpretación del perfil sísmico en el eje Bético-Balear.	97
31.- Corte de la Litosfera en el Rift valenciano.	98
32.- Mapa de la profundidad del Moho en la zona de Valencia.	99
33 a.- Situación del perfil Cataluña-Baleares (I).	101
b.- Perfil gravimétrico y sísmico entre Cataluña y Baleares (I).	101
34.- Perfil gravimétrico y sísmico entre Cataluña y Baleares (II).	103
35.- Perfiles sísmicos entre la Península y Baleares.	104
36.- Perfil e interpretación gravimétrica en el Mar de Alborán.	106
37.- Mapa de anomalías de Bouguer de la zona estudiada.	120
38.- Perfil I (NO-SE) del Mapa de Anomalías de Bouguer.	121
39.- Mapa de Anomalías Regionales. Polinomio de 1 ^{er} grado.	124
40.- Mapa de Anomalías Regionales. Polinomio de 2 ^o grado.	125
41.- Mapa de Anomalías Regionales. Polinomio de 3 ^{er} grado.	126
42.- Mapa de Anomalías Regionales. Polinomio de 4 ^o grado.	127
43.- Perfiles NO-SE. Mapas de Anomalías Regionales.	128
A. Perfil del regional de 1 ^{er} grado.	
B. Perfil del regional de 2 ^o grado.	
C. Perfil del regional de 3 ^{er} grado.	
D. Perfil del regional de 4 ^o grado.	
44.- Mapa de Anomalías Residuales. Polinomio de 1 ^{er} grado.	130
45.- Mapa de Anomalías Residuales. Polinomio de 2 ^o grado.	131
46.- Mapa de Anomalías Residuales. Polinomio de 3 ^{er} grado.	132
47.- Mapa de Anomalías Residuales. Polinomio de 4 ^o grado.	133
48.- Perfiles NO-SE. Mapas de Anomalías Residuales.	134
A. Perfil del residual de 1 ^{er} grado.	
B. Perfil del residual de 2 ^o grado.	
C. Perfil del residual de 3 ^{er} grado.	
D. Perfil del residual de 4 ^o grado.	

49.- Mapa de Anomalías Regionales.	139
50.- Mapa nacional de anomalías de Bouguer. E.1:1.000.000.	140
51.- Representaciones gráficas del cálculo de la profundidad del Moho en la zona según diversas ecuaciones matemáticas.	149
52.- Tabla de comparación de valores estimados gravimétricos y sísmicos de la profundidad del Moho.	152
53.- Mapa topográfico de la superficie del Moho en base a la anomalía de Bouguer.	155
54.- Representación 3D del cálculo de la superficie del Moho en base a la anomalía de Bouguer.	156
55.- Mapa topográfico de la superficie del Moho en base a la anomalía regional.	157
56.- Representación 3D del cálculo de la superficie del Moho en base a la anomalía regional.	158
57.- Perfiles realizados en la zona para la modelización.	159 y 189
58.- Cortes regionales del SE español usados en la modelización.	
A) NO-SE B) NE-SO	162
C) N-S D) O-E	163
59.- Modelo PRIN-0	168
60.- Modelo PRINA-0	169
61.- Modelo PRIN-1	170
62.- Modelo PRINA-1	171
63.- Modelo MOHO-1	172
64.- Modelo NOHO-0	173
65.- Modelo MOHO-01	174
66.- Modelo MOHO-2	175
67.- Modelo DENSI-1	176
68.- Modelo DENSI-2	177
69.- Modelo DENSI-5	178
70.- Modelo FIN-0	179
71.- Modelo FIN	180
72.- Modelo ANOM-5	181
73.- Modelo ANOM-11	182
74.- Modelo CHI1B-1	183
75.- Modelo CHI1C-1	184
76.- Modelo FALLA-0	185
77.- Modelo CUEN2A-1	186
78.- Modelo SAL-0	187

79.- Modelo final.	188
80.- Perfil nº 1. NO-SE.	192
81.- Perfil nº 2. NO-SE.	193
82.- Perfil nº 3. NO-SE.	194
83.- Perfil nº 4. O-E.	195
84.- Perfil nº 5. O-E.	196
85.- Perfil nº 6. O-E.	197
86.- Perfil nº 7. NE-SO.	198
87.- Perfil nº 8. N-S.	200
88.- Esquema de la topografía del Moho en la zona según los resultados de nuestra modelización.	201
89.- Mapa de Anomalías Residuales analizado.	208

CAP. I

INTRODUCCIÓN

I. 1) OBJETIVOS DEL TRABAJO.

En los últimos años ha ido cobrando importancia, para la comprensión de la evolución geológica del Levante Español, el conocimiento de la zona existente entre Albacete, Valencia y Murcia. Es una zona de gran importancia a nivel tectónico y plantea una interesante problemática: en ella se da la unión de por lo menos cuatro grandes estructuras de tipo cortical: la Cordillera Ibérica, las Cordilleras Béticas, la Meseta y el Mediterráneo. Intentar aportar datos que permitieran resolver la interrelación de estas estructuras fue el motivo que nos llevó a plantear esta investigación.

Nuestro objetivo general consistió pues en intentar establecer la estructura cortical de la zona.

Existían también dentro de este objetivo general varios objetivos parciales, de menor amplitud, entre los que podemos reseñar:

- 1.- Determinar y cuantificar la posible existencia de un engrosamiento cortical relacionado con la Cordillera Ibérica en su unión con las Cordilleras Béticas.
- 2.- Determinar y cuantificar la posible existencia de un engrosamiento cortical relacionado con las Zonas Externa Béticas.
- 3.- Investigar la posible existencia e importancia en profundidad de diversas discontinuidades que tradicionalmente se han considerado o supuesto en superficie, tales como: el límite Ibérico-Prebético; el límite Prebético-Subbético y la conflictiva zona de Jumilla-Yecla.

La forma de abordar un estudio a nivel cortical consiste en la aplicación de métodos geofísicos y su integración con los conocimientos geológicos. Estos métodos son principalmente Sísmica y Gravimetría. La Gravimetría es muy sensible a las estructuras profundas, permite una gran amplitud regional (algo indispensable en este trabajo), es relativamente fácil de modelizar y se puede acceder a ella en unos tiempos y mediante unos costes accesibles (cosa que no ocurre con la Sísmica). Cuando tenemos que cubrir un área extensa, el método gravimétrico es más flexible y nos permite realizar más fácilmente un estudio en tres dimensiones.

Dados los conocimientos geológicos de la zona, la existencia de datos de sísmica profunda en zonas cercanas de la Península en los que apoyar nuestros perfiles y la positiva experiencia que existe con trabajos realizados en otras zonas cercanas, pensamos que una investigación mediante el uso de técnicas gravimétricas podría dar buen resultado.

Los contrastes de densidades parecen suficientes para obtener unos resultados de anomalías aceptables para esta investigación.

Una vez fijados los objetivos y la técnica a emplear en su consecución, pasaremos a enmarcar, dentro de esta introducción, la zona desde el punto de vista geográfico y geológico general. En puntos sucesivos desarrollaremos diferentes aspectos de la investigación:

- Estudio en detalle de los antecedentes geológicos existentes, geofísicos y geológicos, tanto datos en profundidad (corticales), como de cobertura, que sean útiles en nuestra investigación.
- Descripción de la metodología empleada.
- Elaboración de la cartografía.
- Realización de las interpretaciones cualitativas y cuantitativas.
- Modelización.
- Resumen y conclusiones.

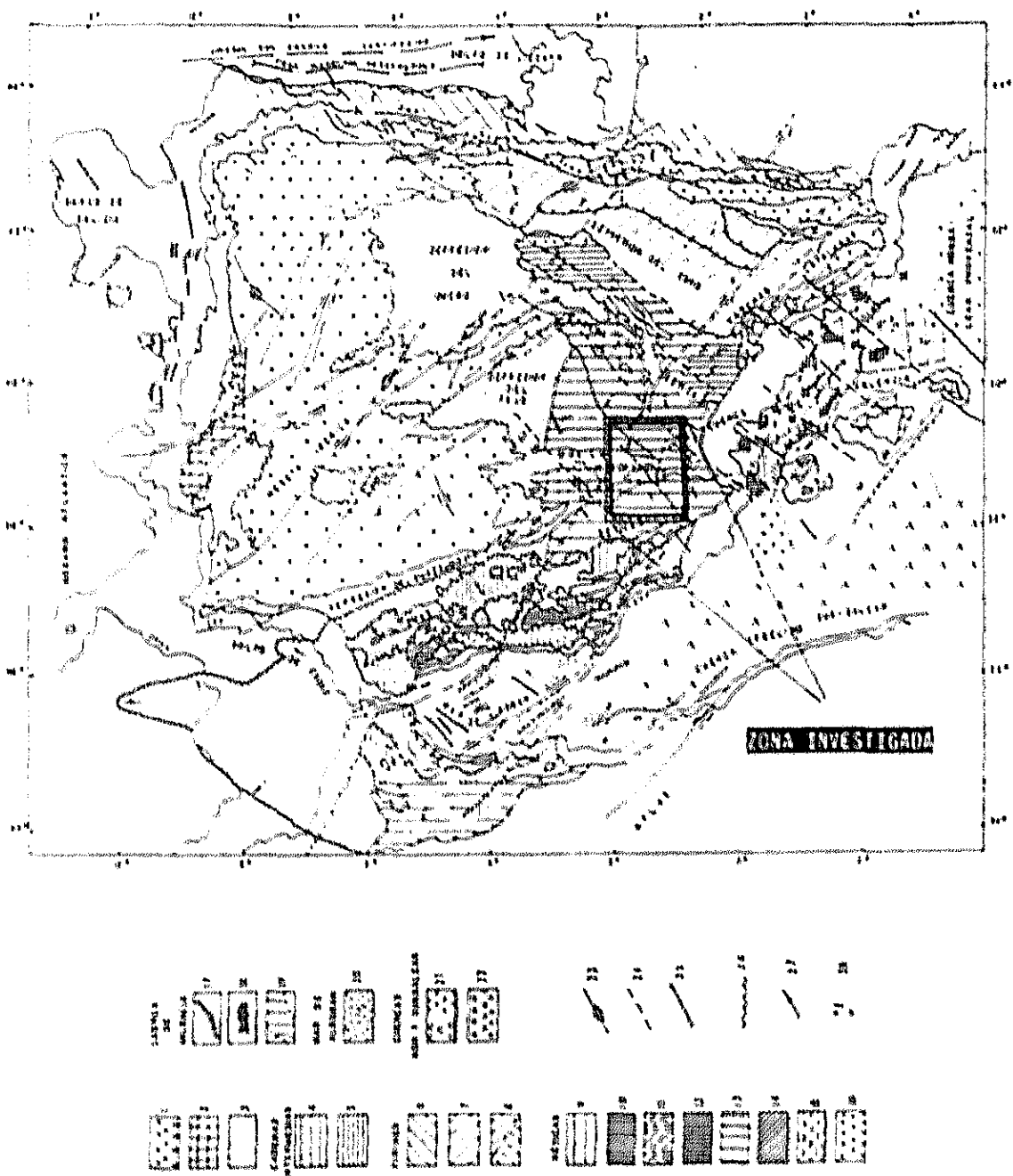


FIG. n° 1. ESQUEMA TECTÓNICO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA Y ÁREAS LIMÍTROFES.
(In ALVARADO, M.M., 1983, pg. 15).

- 1) Zócalo hercínico de la Meseta. 2) Cobertura mesozoica tabular. 3) Depresiones terciarias.
- 4) Mesozoico y Terciario plegados de la Cord. Ibérica. 5) Grandes espesores de Cretácico Inf. 6) Zona Subpirenaica 7) Zona Nordpirenaica. 8) Antepais plegado al N y S del Pirineo. 9) Prebético. 10) Subbético. 11) Flysch. 12) Complejo Nevado-Filábride 13) Complejo Alpujárride. 14) Dorsal calcárea. 15) Conjunto de Ballabona-Cucharón. 16) Complejo Maláguide. 17) Áreas deprimidas. 18) Áreas elevadas. 19) Zonas sin Mesozoico por levantamiento y erosión. 20) Rocas volcánicas neógenas. 21) Áreas con evaporitas finimiocenas. 22) Graben. 23) Falla de zócalo. 24) Falla de zócalo supuesta. 25) Fallas definidas por escarpes. 26) Frente de mantos. 27) Vergencia. 28) Formaciones volcánicas.

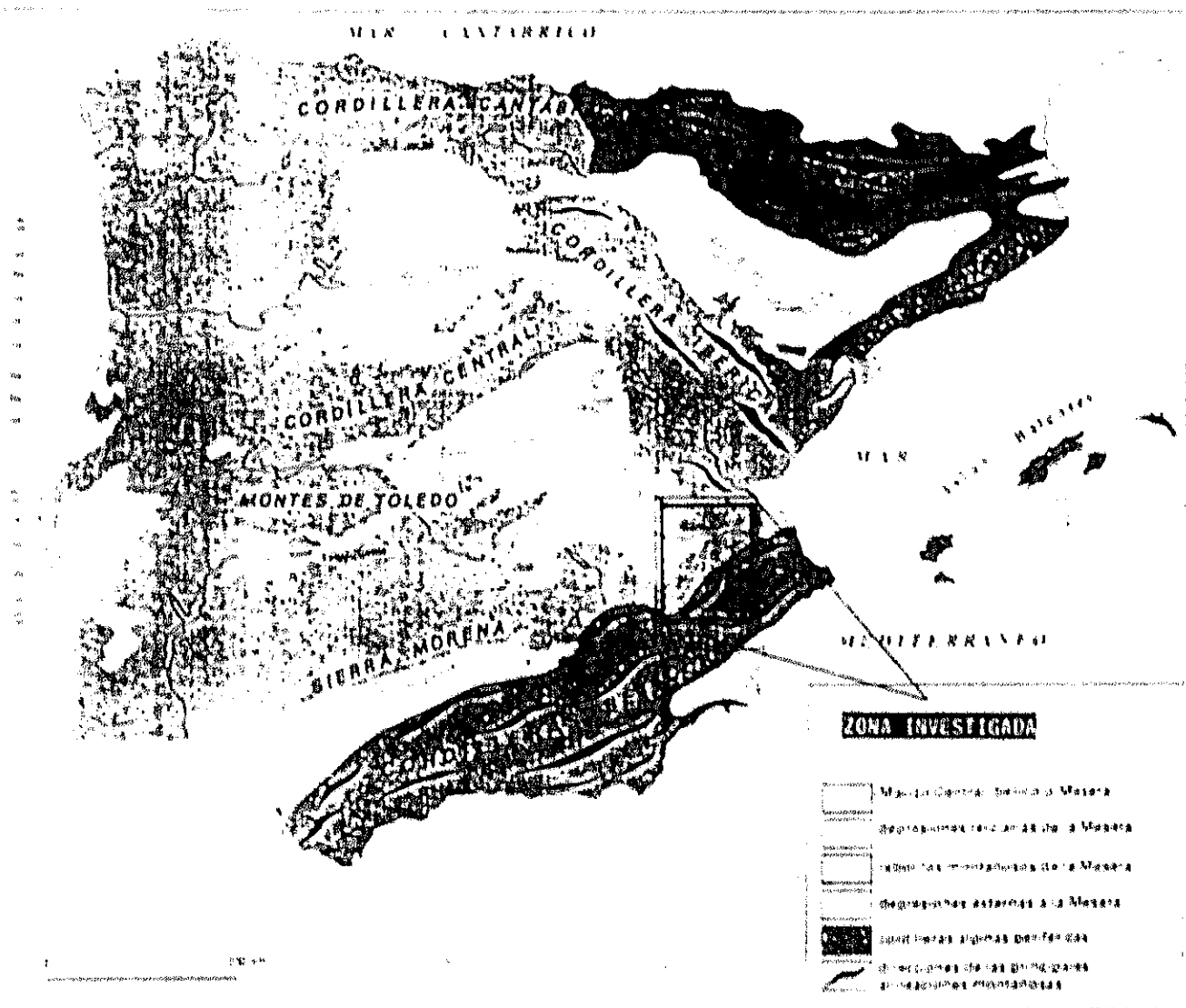


FIG. nº 2. Esquema de la Península Ibérica con indicación de las grandes unidades morfoestructurales. (In LOPEZ BERMUDEZ et al., 1989, pg. 135).

I. 2) ENMARQUE GEOGRÁFICO.

La zona objeto de estudio ocupa una extensión de 11.253,55 Km², y se halla comprendida entre las coordenadas UTM :

688.150 - 598.150 y 4.356.200 - 4.225.150 , del Huso 30.

(Véanse fig. 1 pag. 4 y fig. 2 pag. 5)

Ocupa completamente las 21 hojas del Mapa Nacional E. 1:50.000 que se relacionan a continuación (Véase fig. 3, pag. 7) :

743 : MADRIGUERAS	744 : CASAS IBAÑEZ
745 : JALANCE	766 : VALDEGANGA
767 : CARCELEN	768 : AYORA
791: CHINCHILLA DE MONTE ARAGÓN	792 : ALPERA
793 : ALMANSA	817 : POZO-CAÑADA
818 : MONTEALEGRE DEL CASTILLO	819 : CAUDETE
843 : HELLÍN	844 : ONTUR
845 : YECLA	868 : ISSO
869 : JUMILLA	870 : PINOSO
890 : CALASPARRA	891 CIEZA
892: FORTUNA	

Administrativamente comprende la mitad oriental de la provincia de Albacete, el extremo SO de la de Valencia, el extremo NO de la de Alicante y el extremo NE de la de Murcia. (Véase fig. 4, pag. 9).

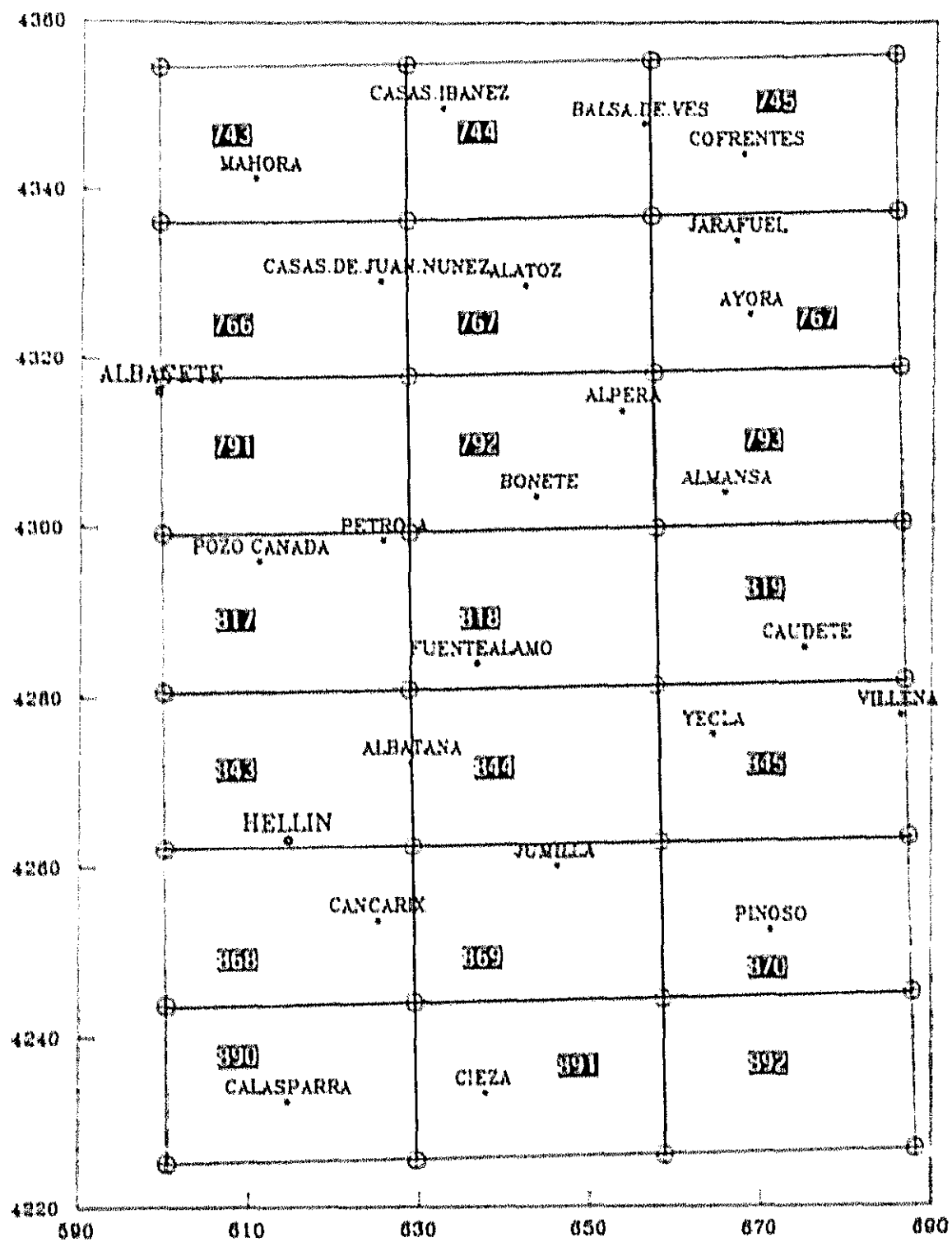


FIG. nº 3. Esquema de la zona investigada. Límites de las hojas cartográficas usadas a escala 1:50.000. Escala aproximada 1:750.000.

Geomorfológicamente podemos definir en ella cuatro grandes zonas (Véase fig. 4, pag. 9):

I. 2. 1.- Unidad Llanos de Albacete (I):

Pertenece este sector a La Mancha (concretamente la Mancha Oriental o Mancha Baja), llanura que se extiende desde la Mesa de Ocaña hacia Cuenca al E y Toledo, Ciudad Real y Albacete al S.

Para HERNÁNDEZ PACHECO (1949) queda limitada por la Sierra de Alcaraz, la Sierra de Montearagón y las estribaciones meridionales del Sistema Ibérico. Para otros autores llega por el sur hasta Alcaraz-Montealegre del Castillo y por el E se alarga en el Pasillo de Almansa que comunica con Valencia (LAUTENSACH, 1964, TERÁN et al. 1987). En realidad, por el E y el SE, coincidiendo con la zona estudiada, sus límites no están claros, aunque para nuestros propósitos consideraremos esta unidad limitada por los primeros relieves, ya sean Ibéricos o Prebéticos, fundamentalmente de calizas cretácicas, y que coinciden con la cota de 800 m.: éstos son, de N a S: Sierra de La Caballa, Cordillera de Montearagón y Cerros de Córdoba.

Geomorfológicamente es la superficie de una gran cuenca de sedimentación miocénica, de horizontalidad casi perfecta, dominada por las calizas pontienses y originada probablemente durante el Plioceno, en la que se enclava la ciudad de Albacete. Morfológicamente es una impresionante llanura que, en el meridiano de Albacete, entre los Cerros de Córdoba (su límite S) y el borde N de la zona, en aproximadamente 60 Km. presenta un desnivel medio de 50 m. Pequeños relieves aparecen en aquellas zonas en que aflora el Triásico (Fuentealbilla - Casas de Vés), pero el único accidente de cierta entidad es el cañón del Júcar. La llanura se ve interrumpida por los valles excavados por la acción remontante de los ríos Júcar y Cabriel. Separadas por la alineación triásica de Alborea, planicie elevada y monótona en forma de suave cubeta de dirección E-O, provocan un modelado de disección en las áreas orientales y más plano y dilatado en las occidentales (BIELZA DE ORY, 1989).

Estructuralmente está formada por grandes depresiones de edad intramiocena, más o menos rellenas por materiales posteriores (Mioceno medio-Plioceno). Estos materiales de relleno conservan su disposición horizontal, a lo cual se debe el relieve prácticamente plano de la zona.

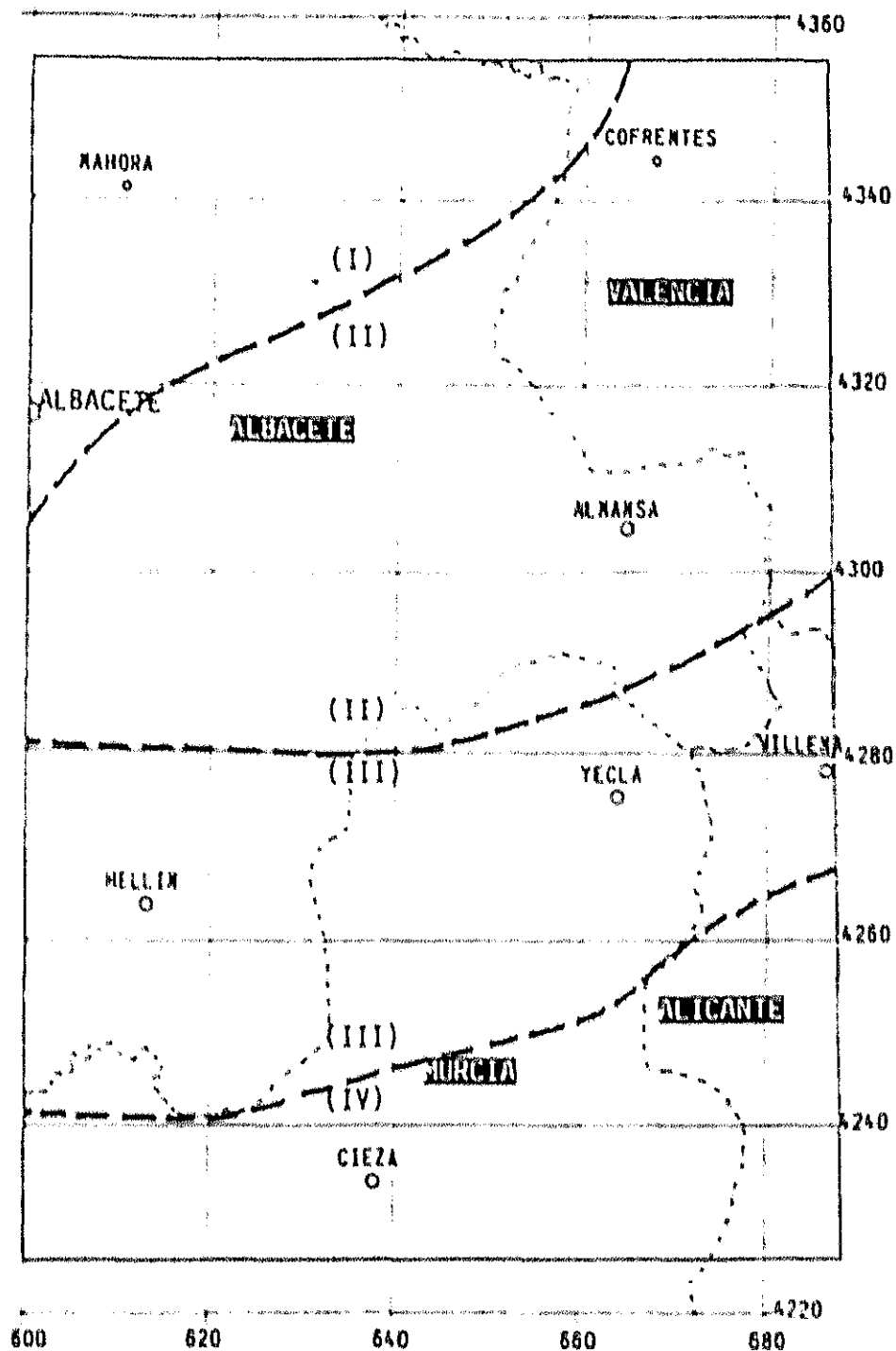


FIG. nº 4. Esquema de la zona investigada. Zonas geomorfológicas y límites provinciales. Coordenadas U.T.M. Escala aproximada 1:800.000.

- (I): Unidad Llanos de Albacete.
- (II): Unidad de Chinchilla-Almansa-Caroch.
- (III): Unidad de Hellín-Jumilla-Yecla.
- (IV): Unidad de Calasparra-Cieza-Mondívar.

I. 2. 2.- Unidad de Chinchilla-Almansa-Caroch (II):

Es un territorio elevado de 100 a 400 m. sobre el nivel de la unidad anterior. Por el N y O queda perfectamente limitada por la cota de 800 m. Al E se prolonga fuera de nuestra zona, en la provincia de Valencia. Al SE presenta un borde claramente definido por el valle de Montesa y al S quizás es donde menos claro está su límite, que se extiende entre Caudete, FuenteÁlamo y el Norte de Tobarra, siguiendo también, aproximadamente, la cota de 800m.

Es un conjunto de terrenos Mesozoicos fracturados verticalmente por esfuerzos distensivos, lo que configura un relieve en forma de muelas y valles (Horsts y Fosas tectónicas), principalmente en la mitad septentrional. Más o menos condicionados por la fracturación, se han inyectado materiales triásicos salinos, principalmente en una alineación con varias inflexiones (NO-SE, N-S, NE-SO) que se prolonga desde Cofrentes hasta Fuente Álamo (y con otras características casi hasta Tobarra y Hellín) (Véase Mapa Geológico). La disolución de estos materiales salinos propició la formación de cubetas que se rellenaron con materiales pliocuaternarios.

El afloramiento Triásico del valle de Cofrentes-Ayora, limita por el Oeste la plataforma caliza fallada del Caroch. Por el S el macizo se cierra en el Corredor de Almansa, y entre L' Alcúdia de Crespins y La Font de la Figuera, con el valle de Montesa, sinclinal que, ya fuera de nuestra zona, constituye uno de los pocos límites bien definidos de los relieves Ibéricos y Béticos.

Estructuralmente es una zona que manifiesta el contacto entre las alineaciones y las características Ibéricas al N y Béticas al S, lo que motiva una transición gradual entre p. ej. Cofrentes y Pozo-Cañada. En efecto, el secundario presenta pliegues y fracturación de direcciones claramente (aunque no exclusivamente) Ibéricas entre Cofrentes, Alberique y el Caroch, que poco a poco, hacia el SO se van viendo mezcladas primero y sustituidas después por direcciones Béticas entre Caroch, Caudete, Fuente Álamo y Pozo Cañada. Esto mismo se observa también en la curvatura de la alineación Triásica diapírica de Cofrentes-Ayora-Montealegre del Castillo: de dirección ONO-ESE al N de Cofrentes, donde sirve de cauce al Cabriel, pasa a ser NO-SE en Cofrentes, N-S en Ayora, NNE-SSO en Montealegre y se pierde como tal en el límite de la zona. Al Oeste de este importante accidente, los materiales mesozoicos son progresivamente plegados hacia el S: horizontales en los Altos de Chinchilla, suavemente ondulados en Pozo Cañada y Pétrola.

El relieve consiste en grandes alineaciones de afloramientos cretácicos separados por amplias cuencas de materiales Pliocenos y Cuaternarios. En los grandes macizos, como Montearagón y Caroch, se observa claramente la acción erosiva remontante de las aguas que erosionan sus perfiles y las amplias altiplanicies que los coronan por encima de los 1.000 m. Al Sur, donde los procesos erosivos ya han desmontado estos relieves, el

paisaje es de colinas y cerros, entre grandes cuencas colmatadas. Debido a que no se ha instalado una red hidrográfica desarrollada en esta región, muchas de estas cuencas son endorreicas, y en los periodos húmedos suelen albergar pequeñas lagunas.

I. 2. 3.- Unidad de Hellín-Jumilla-Yecla (III):

Corresponde ya a los materiales Prebéticos que afloran al S de Fuente Álamo y Caudete. El Prebético limita al N con los valles de Montesa-Xeraco, y al S por la línea Villena-Alcoy-Bérnia. Es la zona de mayor relieve y complejidad tectónica.

En su mitad occidental, que corresponde a la provincia de Albacete, es un territorio de cadenas montañosas de rumbo dominante NE-SO formadas por calizas y dolomías Jurásicas del Prebético externo, separadas por amplios valles de fractura rellenos por depósitos cuaternarios, generalmente en forma de glacis.

En su parte oriental (provincias de Murcia y Alicante) se conserva el relieve de alineaciones montañosas NE-SO, pero los materiales pasan a ser Cretácicos (Prebético interno). Son grandes anticlinales de calizas, principalmente cretácicas, separados por sinclinales de margas y arcillas miocénicas por donde discurren los escasos cauces de agua. Los valles son amplios y llegan a formar, en la zona de Yecla, un claro altiplano

Además de las sierras mesozoicas de materiales competentes, existen otras Miocenas, de aspecto tableado y menor envergadura. Entre todas ellas se depositaron los materiales pliocuaternarios, alternando episodios marinos con lagunares (y depósitos de diatomitas y azufre).

La transición entre las sierras y las cuencas está caracterizada por la existencia de numerosos glacis de erosión y de acumulación. Son muy extensos en el borde Sur de la unidad, donde penetran en la llanura.

Estructuralmente se puede considerar que toda la unidad se encuentra dentro del área de influencia de las Béticas, concretamente del Prebético. Los materiales secundarios están fuertemente plegados y descansan sobre un substrato Triásico que aflora en algunas ocasiones por procesos halocinéticos. Es de destacar que en el Sur de Hellín aparece el extremo oriental del arco Cazorla-Alcaraz-Hellín (BRINKMANN y GALLWITZ, 1950), que presenta dirección contraria a la normal de las Cordilleras Béticas, (resultado de la adaptación de las directrices béticas al borde de la Meseta). En este área, tanto los pliegues como las escamas presentan vergencia N.

I. 2. 4.- Unidad de Calasparra-Cieza-Monóvar (IV):

Al S de la línea Villena-Alcoy aparecen los materiales del Prebético Interno, con una tectónica mucho más intensa y complicada (cabalgamientos). Es una zona bastante llana de materiales miocenos en la que sobresalen relieves aislados de materiales cretácicos de dirección NE-SO. En la zona de Calasparra existe un pequeño retazo de Prebético

Interno en el que a las calizas cretácicas las sustituyen materiales del Eoceno y Oligoceno, (margas y calizas en facies Flysch). Desde Cieza hasta Monóvar el dominio es de Prebético meridional y los relieves son menores. Al Oeste del accidente del Vinalopó abundan las cuencas endorreicas, como la de Salinas y el relieve está marcado por numerosos glaciés de gran desarrollo. Por el Sur, a lo largo de una hipotética línea que va desde el S de Calasparra, Cieza, Pinoso y gira al S de Novelda, aparece el borde septentrional del Subbético, con relieves más fuertes de materiales Jurásicos.

Quizás la principal característica de esta unidad la forman los afloramientos diapíricos que se extienden por ella siguiendo una dirección ENE-OSO.

Ya en la esquina SE de la zona, el anticlinal Jurásico de la sierra de Crevillent cierra por el S el Subbético, dando paso a la llanura costera de Orihuela.

I. 3) ENMARQUE GEOLÓGICO

I. 3. 1.- Estructura geológica de la zona.

El Mapa Geológico que se adjunta se ha realizado en base a las 21 hojas E.1:50.000 del Mapa Geológico Nacional (Plan MAGNA) que se relacionan en el apartado I. 2) pag. 5.

Aunque en el apartado II. 3 desarrollaremos en detalle las diferentes unidades estructurales que afectan a la zona, indicaremos en esta introducción cuáles son los principales elementos geológicos que la caracterizan.

El área objeto de estudio se localiza en la zona de confluencia de dos grandes unidades estructurales que caracterizan el SE de la Península Ibérica (Véanse fig. 1, pag. 4 y fig. 2, pag. 5)

A) La Cordillera Ibérica. Al Norte de nuestra zona, representada por la terminación meridional de la Rama Castellana. (Concretamente el umbral de Sierra Martés)

B) La Cordillera Bética. Fundamentalmente el Dominio Prebético, al Sur y Sureste de la zona.

Dada la complejidad que esta doble influencia proporciona a la zona y a la continuidad estratigráfica y paleogeográfica de las formaciones mesozoicas y paleógenas de las dos cordilleras, es completamente imposible adscribirla a una de estas dos unidades, ítem más si su dependencia de un dominio u otro varía en función de los parámetros de análisis (paleogeográficos, sedimentológicos, petrológicos, estructurales, etc.) que usemos. En la actualidad no existe todavía un acuerdo entre los diversos investigadores respecto a los límites de los dominios:

"cualquier investigador en una u otra cordillera encontraría problemas a la hora de intentar separar las formaciones, por el simple hecho de que la mayor parte y a veces todas ellas, son comunes, al menos en la zona de entronque estructural, entre ambas."

(BAENA PÉREZ y JEREZ MIR, 1982, pg. 45)

En una primera aproximación a la delimitación de las áreas de influencia, podemos determinar que los dos tercios meridionales de la zona presentan direcciones estructurales pertenecientes claramente al dominio Bético (en la bibliografía no hay discusión sobre

ello, aunque su límite septentrional es bastante incierto). El tercio norte, tiene características mixtas y además, al Noroeste presenta, recubriendo a los materiales alpinos, una cobertera detritica continental (los materiales Miocenos de La Mancha), que ocultan una hipotética zona de contacto.

Por último hay que señalar la existencia de la depresión de Almansa-Cofrentes, que, integrada dentro del Macizo del Caroch, presenta características estructurales mixtas y parece prolongarse hacia el Norte.

1. 3. 2.- Historia geológica de la zona.

En un contexto histórico general se conoce bastante bien la evolución de extremo SE de la Península:

Durante el Paleozoico los materiales sedimentados junto a antiguos núcleos precámbricos se plegaron originando la cordillera Hercínica española. Tras su formación se sucedió un periodo de gran tranquilidad orogénica que permitió que los relieves recién formados fueran atacados por la erosión y peniplanizados. Durante el Mesozoico, el Macizo Ibérico (o Macizo Hespérico) estuvo casi por completo emergido, por lo que sufrió una fuerte denudación, y los detritos resultantes formaron los depósitos marinos y continentales posteriores. (GUTIERREZ ELORZA, 1989).

Este pequeño territorio emergido sufrirá varias transgresiones, siempre por su parte oriental. El mar invade el territorio continental, en esta zona no del todo peniplanizado; sobre este basamento paleozoico se acumulan capas de sedimentos que aumentan de potencia hacia oriente (hacia mares más profundos), alcanzando un máximo local en el Surco Ibérico. En la costa Sur del continente se abría la fosa Bética y allí se deposita gran cantidad de sedimentos marinos, en mayor potencia y de facies mucho más profundas que en el Este.

Según VIRGILI (1958), un mar epicontinental ocupaba la parte oriental de la península a finales del Pérmico. En la zona más meridional se instalaba un geosinclinal en el que se depositaban materiales de facies alpina. Entre éste geosinclinal y la plataforma continental de la Meseta, en la que tiene lugar la sedimentación de facies germánica (o de tipo germánico, por seguir a Ortí Cabo), debía de existir una zona de profundidad intermedia, donde se producía la sedimentación de la Subbética, de Baleares y de los Catalánides.

La Zona Prebética y la Cordillera Ibérica debían de configurar un área de plataforma poco profunda circundante de la meseta, evolucionando sus facies de forma similar hacia el mar, al E y al SE. (BAENA y JEREZ MIR, 1982).

La franja de aguas someras del mar que se instala sobre la parte meridional del antiguo continente, parece haber presentado (según épocas y lugares) zonas emergidas, siempre recibiendo aportes de sedimentos detríticos o de precipitación química, bajo régimen continental. También con discontinuidades en tiempo y espacio, se forman extensas plataformas carbonatadas que llegan a ocupar el ámbito de las zonas externas y parte de las internas. Este régimen de plataforma se prolongó hasta el Lías medio. Al comienzo del mismo la plataforma carbonatada se fragmenta en bloques que son afectados por basculamientos y hundimientos (BAENA y JEREZ MIR, 1982), por lo que en algunas zonas aparecen condiciones marinas de mayor profundidad y por algunas fracturas ascienden magmas. (FONTBOTÉ y VERA, 1983)

La evolución de la región a partir de este momento, según los estudios más recientes, está condicionada por el proceso de rifting que se inicia en el Carixiense (VERA, 1988), con centro aproximado en la cuenca de Valencia. Este momento coincide con la formación de un margen pasivo tipo atlántico, correspondiente a la etapa inicial de un geosinclinal alpino (VERA, 1983), situación que se prolongó, con similares características, durante todo el Mesozoico. Las zonas internas comenzaron a sufrir compresiones hacia mediados del Cretácico, pero no es hasta el tránsito al Terciario, y principalmente hasta el Eoceno cuando comienzan a ocurrir cambios importantes:

El zócalo hereínico, muy rígido, se abomba y se rompe, a veces por líneas de fractura heredadas de su propia formación, que se rejuvenecen y afectan a los materiales suprayacentes. El conjunto es un movimiento de bloques según la vertical, generando una estructura en mosaico.

En las zonas externas se producen emersiones más o menos generalizadas, y en el interior se desarrollan fosas subsidentes y umbrales, alguno de los cuales llega a emerger. Existen al mismo tiempo dominios de sedimentación nerítica con otros que emergen y son erosionados. FONTBOTÉ y VERA (1983)

La cobertera sedimentaria se ve levantada por los movimientos de ascenso de bloques del zócalo, excepto donde es suficientemente potente como para tener entidad propia. Este es el caso de los surcos Ibérico y Bético, en los que, la compresión alpina pliega los materiales sedimentarios y hace surgir los relieves montañosos periféricos: La cordillera Ibérica y el Sistema Bético.

El mismo estado se prolonga durante el Oligoceno. Al final de este período las zonas emergidas serán cubiertas por la transgresión aquitanoburdigaliense.

En el Mioceno inferior las estructuras compresivas quedan ya terminadas en amplias áreas de la cordillera, pero no en la zona Prebética, en la cual, la estructura Alpina se debe, casi por entero a la última etapa compresiva, que alcanza el Mioceno superior. FONTBOTÉ y VERA (1983)

Tras los paroxismos alpinos, los relieves se erosionan y las depresiones internas se colmatan con estos materiales continentales (fluviales). Aparece otra superficie de erosión (denominada tradicionalmente "Finipontiense" y "Penillanura fundamental" recientemente SIMON, 1983). Esta penillanura enrasaría los plegamientos alpinos erosionados con depresiones intermedias rellenas por los materiales procedentes de esa misma erosión. Cesa entonces la compresión alpina, el relajamiento rejuvenece el relieve y bascula el conjunto hacia el Oeste, instalándose la red hidrográfica actual. Es el momento de las manifestaciones volcánicas mediante fracturas del zócalo.

Los ciclos áridos de finales del terciario (nuevas superficies de erosión) y las fuertes oscilaciones climáticas del cuaternario (glaciaciones), dan los últimos retoques al relieve de la zona.

Podríamos resumir los principales acontecimientos que han influido y condicionado la formación de la zona objeto de estudio en cinco etapas:

- 1.- Paleozoico: Plegamiento Hercínico. Origen del macizo Hespérico.
- 2.- Triásico-Lias med.: se forma una gran plataforma carbonatada, de aguas someras, que se extiende por todo el margen oriental del Macizo Hespérico.
- 3.- Lias med.-Cretácico terminal: Comienza y se desarrolla un proceso de rifting cuyo punto triple podría estar en la zona de Valencia. Entre la Meseta y el Macizo Bético-Rifeño (ocupaba el actual mar de Alborán) se constituyó una gran cuenca, estrecha y profunda, que albergó depósitos sedimentarios de gran potencia. En la parte oriental de la Meseta se diferenció un surco en el que comenzó la deposición de los materiales Ibéricos, de facies menos profundas.
- 4.- Cretácico superior-Mioceno: El plegamiento Alpino motivó el cierre del surco Ibérico, con la formación de la Cordillera Ibérica; el hundimiento del borde meridional de la Meseta (Depresión Bética, cubierta entonces por un mar profundo) y después el levantamiento de las Cordilleras Béticas.
- 5.- Plioceno-actualidad: Esta etapa rejuvenece el relieve alpino; se cierra la comunicación Atlántico-Mediterráneo al Norte de la Depresión Bética (mediante su elevamiento y desagüe al instalarse en ella el Guadalquivir), y se abre el estrecho de Gibraltar por el hundimiento del macizo Bético-Rifeño.

CAP. II

ANTECEDENTES

INTRODUCCION

La interpretación geológica de datos obtenidos mediante métodos geofísicos basados en campos potenciales (como es el método gravimétrico), presenta el problema de que diferentes configuraciones geológicas pueden originar casi idénticos resultados geofísicos. En efecto, para un hipotético mapa de anomalías se puede establecer un amplio abanico de posibles modelos geométricos que lo generen; por sí solos, sin limitaciones, los resultados del estudio gravimétrico no nos permitirían establecer unas conclusiones únicas y diferenciadas de otras muchas posibles. Para ello hemos de ayudarnos de las características geológicas conocidas de la región que se estudia. Es necesario un buen conocimiento de las estructuras predominantes y de las formaciones que comprende, aquilando lo más posible las potencias y características litológicas para poder relacionarlas con un único modelo geofísico, que será el que mejor explique las características geológicas de la región. Esto es imprescindible en una interpretación de anomalías residuales. En un trabajo de características regionales, como el nuestro, es también necesario conocer los procesos que a gran escala, tanto espacial como temporal, han afectado y configurado la región que se estudia. Hemos de conocer los movimientos de las Placas Litosféricas circundantes y la resultante de sus influencias. Todo esto requiere, además del propio trabajo de campo, una revisión y análisis, lo más completo posible, de la bibliografía que los diferentes estudios sobre la región han generado a lo largo de los años.

Desde el principio de nuestro trabajo se puso de manifiesto la escasez de estudios de conjunto de la región debido, en parte, a una problemática muy específica:

Nuestra zona es una región geológicamente compleja, aspecto derivado de la confluencia en ella de dos grandes estructuras Alpinas (Cordilleras Bética al S e Ibérica al N), con dos zonas de influencia distinta (Meseta al O y dominio Mediterráneo al E); esto ha condicionado el hecho de que, a lo largo de la Historia, los investigadores hayan preferido (o se hayan visto obligados a) elaborar trabajos referidos a cada uno de estos ámbitos por separado. Desde la década de los 60 y debido en parte a la importancia que ha tomado el tema de la hidrogeología en el SE español, se ha generado un gran volumen de investigación estratigráfica básica y aplicada al aprovechamiento de los acuíferos, pero por sus propias características y necesidades esta investigación se centra en los materiales de la cobertera. Solamente en los últimos años, cuando ya se dispone de investigaciones parciales, han surgido estudios de conjunto. Carecemos, no obstante, de investigaciones en profundidad, de estudios e hipótesis sobre el zócalo y capas inferiores.

Por todo ello hemos optado por elaborar los antecedentes histórico-bibliográficos por separado, al analizar cada estructura o aspecto geológico que afecte al contexto geográfico-geológico en el que se desarrolla nuestra investigación, confiando en que de esta manera resulte más coherente con la exposición del tema.

CORDILLERA IBÉRICA.

En principio, y buscando una estructuración metodológica, podemos hablar de una evolución histórica de los estudios sobre la Cordillera Ibérica, con trabajos como los de KOSMAT (1921), que estudió el papel de la cordillera en el contexto de las cadenas alpinas. STILLE, (1931), quien en los años 30 definió las principales características paleogeográficas y estructurales de la cordillera, considerándola como un plegamiento con estructura de tipo germánico, y BRIKMANN, (1950), que en 1931 y 1933 publicó los primeros estudios que tocaron el problema del contacto Ibérica-Béticas. Las investigaciones se interrumpieron durante el período de la Guerra Civil y de la Segunda Guerra Mundial, y prosiguieron a partir de los años 50 con impetu renovado; en poco tiempo se desarrolla una gran labor, tanto en estudios regionales como temáticos:

C. VIRGILI ha estudiado el Triásico desde 1958, tema también de ORTÍ CABO desde 1972.

O. RIBA desde 1959 ha estudiado y publicado sobre la Sierra de Albarracín, Treviño, la depresión del Ebro, la cordillera en general, etc.

R. CAPOTE ha estudiado la Ibérica, fundamentalmente los aspectos tectónicos, desde 1968.

R. VEGAS trata desde 1974 diversos aspectos estructurales del SE español.

Estos dos autores propusieron en 1981, conjuntamente con ALVARO, M. un modelo de evolución geotectónica para la Cordillera.

P. VIALARD desde 1973 ha desarrollado en numerosos trabajos un hipótesis sobre la tectónica de la Cordillera y su relación con la Tectónica de placas durante su historia. Otra hipótesis sobre la evolución geodinámica de la cordillera Ibérica, en ciertos aspectos contrapuesta a la de Viallard es la elaborada por J. CANEROT desde principios de los 70.

Y otros numerosos trabajos de diversos autores, de los que pueden servir como ejemplo, algunos consultados en este trabajo:

ARIAS, C.; ELIZAGA, E. y VILAS, L. (1979)

ANCOECHEA, E.; MUÑOZ, M. y SAGREDO, J. (1984)

SIMON GOMEZ, J.L. (1984)

MOISSENET, E. (1988).

CORDILLERAS BÉTICAS.

La evolución de los estudios sobre las Cordilleras Béticas, concretamente sobre las Zonas Externas de su parte oriental, puede seguirse a través de los trabajos de :

EZQUERRA DEL BAYO (1850-1858), VERNEUIL (1853-1860), BOTELLA (1868), MALLADA (1895-1911), VILANOVA (1881) y NICKLES (1892), quienes durante la segunda mitad del siglo pasado estudiaron, (fundamentalmente por motivos de prospecciones mineras), la petrología y la estratigrafía de la parte oriental de la Cordillera.

En la primera mitad de este siglo, diversos investigadores comenzaron a extender sus investigaciones hacia los dominios externos del orógeno. Entre ellos hemos de citar a:

SUESS (1855-1905)

BLUMENTHAL (1927), autor del término "Prebético".

STAUB (1926, 1935), que sugirió la denominación de "beti-Ibérico", para el borde externo.

FALLOT (1931, 1943, 1945, 1948), que estudió las sierras de Segura y Cazorla.

BRINKMANN y GALWITZ, que en 1933 realizaron una síntesis sobre las zonas externas entre Jaén y el Mediterráneo.

Desde los años 50 hasta la actualidad, un conjunto de investigadores, han estudiado diferentes áreas geográficas. Entre los muchos que hay, podríamos citar a: BUSNARDO (1960), FOUCAULT (1960), AZEMA (1965-1971), FOURCADE (1970), LOPEZ GARRIDO (1971), DABRIO (1972), JEREZ MIR (1971-1982), FONTBOTÉ (1970-1983), BAENA PÉREZ (1982), VILAS (1982), RODRÍGUEZ ESTRELLA (1976-1985), VEGAS, R. (1985) y VERA (1981-1988), cuya labor ha permitido una estructuración y conocimiento de las zona externas cada vez más exacta.

Existe pues, un importante conjunto de estudios sobre las dos cordilleras alpinas de este sector; lo que no tenemos es un cuerpo similar de investigaciones específicas sobre la interrelación Aulacógeno Ibérico-Geosinclinal Bético, que es lo que, en nuestra opinión, caracteriza este sector de la Península. Carecemos también de estudios corticales, sísmica profunda, sondeos que corten el zócalo, etc. que nos permitan intentar deducir cómo se estructura en profundidad esta conexión. (No olvidemos que, según la mayoría de los investigadores actuales, nos encontramos en un ángulo de un punto triple, un "hot spot" valenciano, que en mayor o menor grado viene funcionando desde el Triásico).

Existen, no obstante, trabajos que intentan desvelar la relación existente entre Ibérica y Béticas desde distintas ópticas; quisiera resaltar a este respecto el magnífico trabajo de BAENA PÉREZ, J. y JEREZ MIR, L. (1982), que, en base a la estratigrafía y sedimentología, desarrollan la relación paleogeográfica que existe entre ambas cordilleras.

Como antecedentes en nuestra zona, debemos citar los trabajos de JIMÉNEZ DE CISNEROS (1912), como los primeros de cierta entidad; GOMEZ DE LLARENA, J., que en 1934 estudió la zona de Hellín, DUPUY DE LOME, E., quien entre 1930 y 1962 realizó y participó en el levantamiento de la cartografía geológica de la mayor parte de las hojas E. 1:50.000 de la región; FOURCADE, E., que en numerosos trabajos (1966, 1967, 1970, 1971, 1975 entre otros), estudió la estratigrafía (principalmente del Mesozoico (Jurásico y Cretácico) de las zonas externas béticas y sus conexiones con la Ibérica.

En los últimos años, la comunidad científica, al disponer ya de un cuerpo de conocimientos suficientemente amplio para establecer interrelaciones, ha empezado a tratar los problemas de esta zona con o desde una visión de conjunto:

A) Mediante investigaciones de carácter estructural y sedimentológico, bien como apartados dentro de un estudio referido a un sector o unidad geológica clásica o bien como investigaciones con entidad propia. Sirvan como ejemplo:

JEREZ MIR, L. (1973)

AZEMA, J. (1977)

ALVARO, M. (1981)

CAPOTE, R. (1978, 1979, 1983)

VEGAS, R. (1975, 1982)

VILAS, L. (1982)

MARTÍNEZ DEL OLMO, W. et al. (1986).

B) Mediante estudios geofísicos, que por sus propias características se adaptan tanto a investigaciones mineras como de ámbito continental; es en estas últimas en las que se observa un aporte de datos aplicables a nuestra zona. En este apartado hemos de citar como pionero a REY PASTOR (1943, 1948, 1951), con sus trabajos en las costas y el SE español.

Un conjunto de autores, en diferentes colaboraciones, han publicado numerosos trabajos basados en investigaciones sísmicas :

ANSORGE; BANDA; MÜLLER; UDÍAS y MEZCÚA, (1977)

ANSORGE; BANDA; MÜLLER; UDÍAS y MEZCÚA, (1978)

ANSORGE; BANDA; LOPEZ-LAGO; MEZCÚA; MÜLLER;

OLIVERA; SURINACH y UDÍAS, A. (1977)

BANDA, E. (1992):

BANDA, E.; ANSORGE, J. (1980)

BANDA, E. y UDÍAS, A. (1979)

BANDA, E.; UDÍAS, A. y PAYO, G. (1983)

PAYO, G. y RUIZ DE LA PARTE, E. (1977)

Y por último, citar algunos trabajos geofísicos, ya no de realización de sísmica profunda, sino de interpretación gravimétrica y de otros datos para determinación de la estructura cortical:

CADAVID, S. (1977)

CARBÓ, A. (1980)

CARBÓ, A. (1982)

HATZFELD, D. (1976)

HINZ, K. (1973)

Todos ellos se describen y analizan en diversos apartados de esta memoria.

II. 1) ESTRATIGRAFÍA.

II. 1. 1) Zócalo.

En las zonas externas de las Cordilleras Béticas y en el borde del Aulacógeno celtibérico, el Triás se deposita sobre un zócalo herciniano que era la prolongación del margen continental del Macizo Ibérico. Para FONTBOTÉ y VERA (1983) es totalmente factible que, en estas zonas el ciclo Hercínico y los acontecimientos tardihercínicos, tuviesen esencialmente las mismas características que en dicho Macizo.

Los materiales del zócalo no afloran en ningún lugar de la zona, y constituyen la gran incógnita de este estudio. No obstante, por extrapolación de los afloramientos más cercanos existentes, del borde del Macizo Ibérico (Paleozoico del N de Jaén, Ciudad Real, Toledo y Guadalajara), podemos suponer que son formaciones paleozoicas y posiblemente prepaleozoicas plegadas.

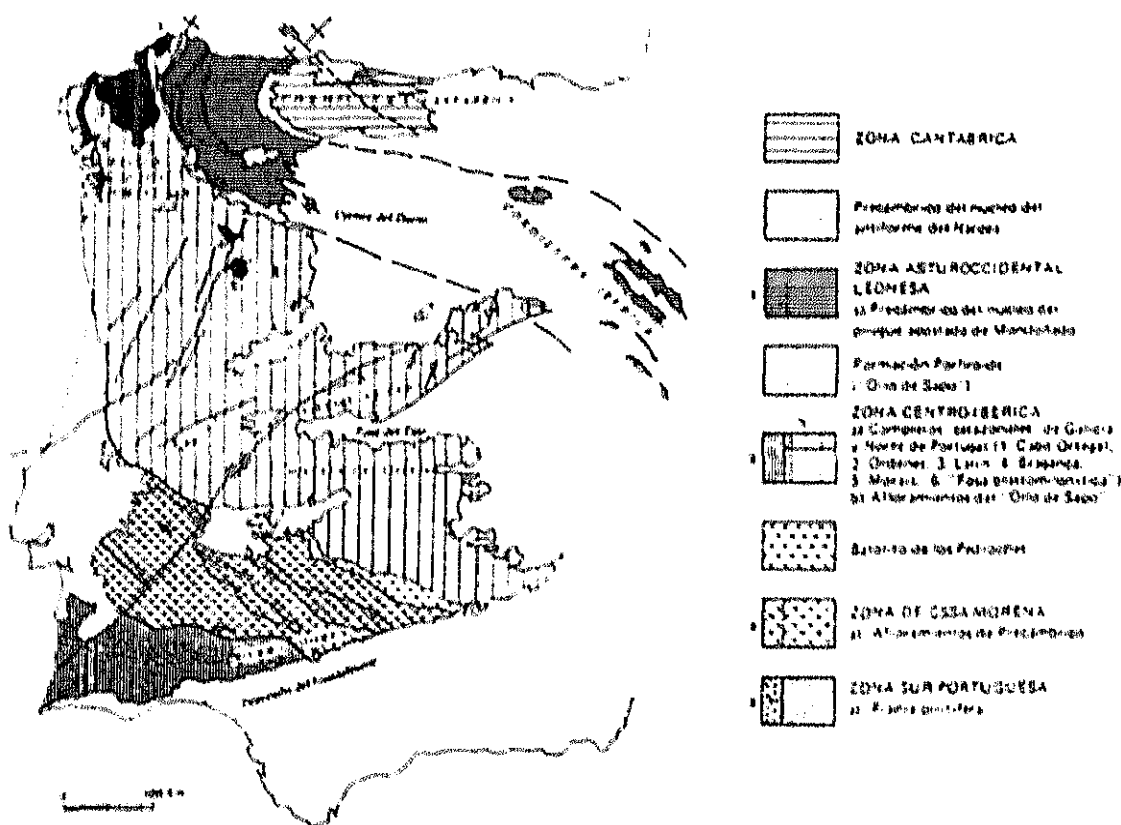


FIG. nº 5. División en zonas del Macizo Ibérico. Según JULIVERT et al. (1972).
In JULIVERT, 1983, pg. 69.

Los afloramientos más cercanos son quizás las cuarcitas y esquistos Ordovícicos, de la zona de Alcaraz, anteriores a los movimientos Hercínicos del Carbonífero-Pérmico. Probablemente el relieve formado en estas últimas etapas de compresión fue erosionado posteriormente, y sus detritos formaron los depósitos Triásicos o bien otros anteriores de los que no existen datos.

En base a nuestra localización geográfica y a la cercanía de los citados afloramientos, cabe suponer que el zócalo de la región estudiada corresponde a la denominada zona "Centroibérica" según el mapa tectónico de la Península Ibérica (JULIVERT et al. 1975) (Véase fig. 5, pag. 24), o "Luso-oriental-alcuídica", de LOTZE (1945, 1950) (Véase fig. 6, pag. 25). Las principales características de esta zona son la existencia de conjuntos epizonales con granitoides, así como la elevada potencia y extensión de las series precámbricas pelítico-arenosas.

En los afloramientos cercanos (Ciudad Real, Toledo, Cuenca), el Paleozoico aparece formado principalmente por depósitos Ordovícicos y Silúricos (el Cámbrico aparece muy erosionado y Devónico y Carbonífero tienen muy escasa representación). Sus materiales son fundamentalmente pizarras y cuarcitas con intercalaciones calcáreas; en el Silúrico tiene lugar un episodio de vulcanismo básico (Almadén). (GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNÉ, J.L. 1989)

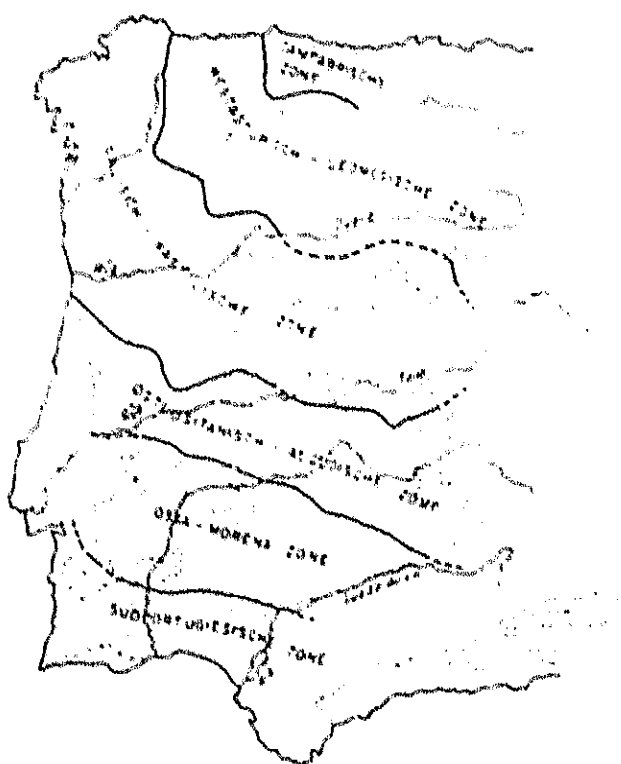


FIG. nº 6. Zonas de LOTZE (1945) para el Hercíniano de la Península Ibérica.

II. 1. 1) Triásico.

La sedimentación preorogénica alpina comienza con el depósito de los materiales triásicos, sedimentación extensiva sobre las formaciones pérmicas y que origina una discontinuidad bien definida en toda la Península (VIRGILI et al. 1977) pero inobservable en nuestra zona, pues Triásico es la edad más antigua de las rocas que afloran. No obstante no podemos excluir la posibilidad de que alguno de estos afloramientos, atribuidos al Trias, pueda adscribirse algún día al Pérmico.

Los sedimentos depositados en la parte europea del Tethys en esta época corresponden al Trias alpino que se denomina "germánico", propios de un área somera con numerosas pequeñas cuencas más o menos relacionadas entre sí y con el océano debido a diferentes umbrales. (VIRGILI et al. 1977). Están compuestos por un tramo inferior detrítico rojo (Buntsandstein), uno intermedio carbonatado (Muschelkalk) y uno superior evaporítico (Keuper); estos términos (Bunt, Mus y Keuper), son unidades litoestratigráficas que por ser heterócronas, no son asimilables a las cronoestratigráficas de "Trias Inf.", "Trias med." y "Trias sup." y no pueden pues considerarse como unidades que permitan datar los materiales. (VIRGILI et al. 1977; SOPEÑA et al. 1983)

Entre los primeros autores que estudiaron los problemas de Triásico en el SE Español, cabe destacar a CORTÁZAR (1878), CISNEROS (1912, 1917), DUPUY DE LÔME (1926), SCHMIDT (1929, 1931, 1935, 1937), BRIKMANN (1931, 1933), J.G. de LLARENA (1934), FALLOT (1931, 1945) y DARDER (1945), los cuales determinaron los afloramientos entre la Cordillera Ibérica y la Bética, y fueron configurando un cuerpo de conocimientos sobre la estratigrafía de los mismos.

R. BRINKMANN y H. GALLWITZ (1950) estudian el borde externo de las cordilleras béticas, desde el Guadalquivir hasta Valencia, identificando los tres pisos de facies germánica del Trias

LUCAS (1962) afirma que la sedimentación triásica se realiza en un amplio margen epicontinental, con cuencas locales subsidentes, que permiten el depósito de potentes series.

RIOS (1963) estudia principalmente el Trias de la zona norte (Pirineos, Ebro, Catalánides), e indica que los depósitos del Trias pertenecen, en general, a la facies germánica, (plataforma continental), aunque en la zona mediterránea presentan cambios a facies alpina (sedimentación geosinclinal).

Corresponden a mares muy someros, epicontinentales, en tránsito a régimen lagunar. Han participado intensamente en la orogenia alpina y están pues muy tectonizados.

Para NAVARRO et al. (1963), en la zona de Jumilla la potencia original del Triásico alcanzaba probablemente más de 1500 m., y el supatriásico debía tener espesores originales de 2000 a 3000 m.

LOPEZ GARRIDO (1971) considera que la sedimentación Triásica se realizó en un mar poco profundo y restringido, con zonas, en el borde de la Meseta, de condiciones costeras o continentales, y con episodios hacia el E de comunicación con mar abierto.

FERNÁNDEZ y VERA, en 1973 indican que el aporte de los materiales al mar Triásico, por lo menos en la zona de Alcaraz se efectuaba desde el SO hasta el O; es decir, procedían del gran afloramiento del borde S de la Meseta.

Para VIRGILI (1974) Las series del Triásico de los Catalánides y de la cordillera Bética presentan niveles faunísticos equivalentes pero distintas condiciones de sedimentación, pues en las Béticas aparecen condiciones de facies alpina, distintas del Triás germánico del borde de la meseta.

CABALLERO y LOPEZ AGUAYO en 1973, y CABALLERO y MARTÍN VIVALDI en 1975, indican que, si bien todas las cuencas triásicas españolas han sufrido una evolución similar en el espacio y el tiempo (pasando de carácter detrítico a químico alcalino), dicha evolución se ha producido según condiciones locales en cada cuenca.

CABALLERO y MARTÍN VIVALDI afirman en 1975 que la existencia de los tres pisos característicos de la facies germánica en el Triás Prebético ha sido ya suficientemente demostrada. Para ellos, la sedimentación en el borde de la cuenca es eminentemente detrítica, y es sólo al final del Triásico cuando se generaliza el depósito de evaporitas en toda la región.

NINEROLA et al. (1976) realizan un esquema del zócalo de la Llanura Manchega mostrando las facies triásicas bajo los depósitos pliocenos y miocenos en una extensión considerable. Para ellos el Triásico aparece en sus facies típicas.

GARRIDO y VILLENA (1977) estudian el Triás germánico de la Península, y detectan cuatro megasecuencias limitadas por importantes rupturas en la sedimentación, consecuencias de pulsaciones tectónicas. Deducen la existencia de dos dominios diferenciados en el Triás: al N el valle del Ebro, con posible influencia Atlántica (quizás relacionada con la apertura del golfo de Vizcaya) y el resto, E, SE y S, mediterráneo. En este dominio, los mapas de isopacas y de litofacies permiten observar la continuidad de los depósitos (principalmente los de borde, facies arcillo-arenosas) en todo el borde del Macizo emergido. (Véase fig. 7, pag. 28)

VIRGILI et al. (1977) tratan la cronoestratigrafía del Triásico español, centrándose en el pirenaico, mediterráneo, ibérico y bético. El triás de las Béticas presenta una reducción de potencia en los tramos carbonatados conforme pasa a la cadena Ibérica; esta zona de reducción la denominan Triásico prebético.

Las edades de sedimentación son distintas para cada dominio: En el bético no indican la edad del comienzo del depósito del Bunt. El Mus es de finales del Ladinense, y el Keuper, Karniense, quizás Noriense. En general parece que las edades son más tardías conforme nos aproximamos a la Meseta y a las Béticas.

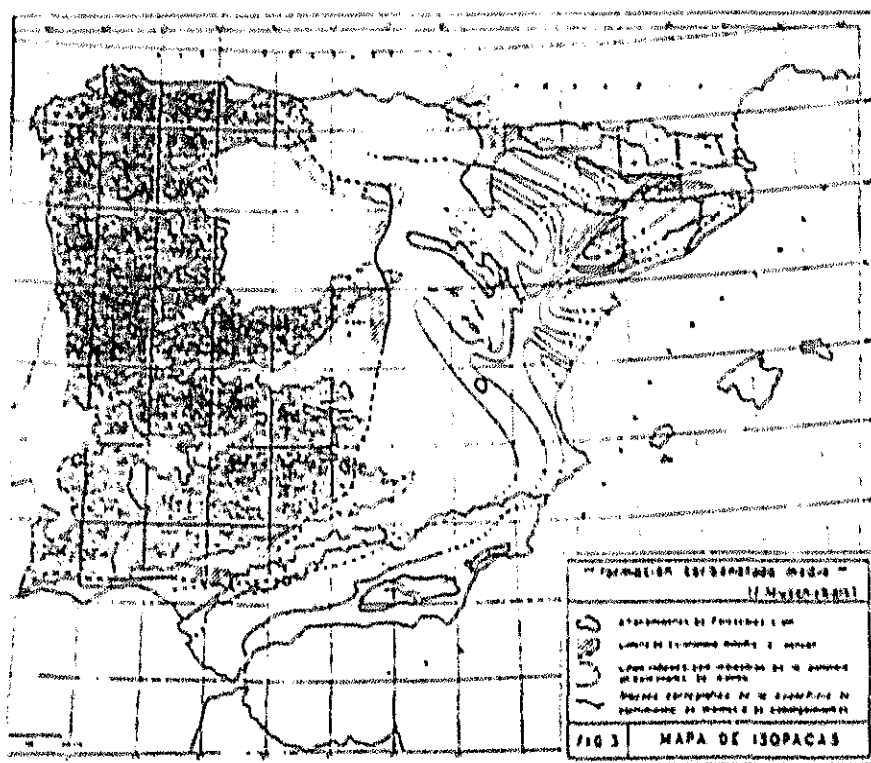
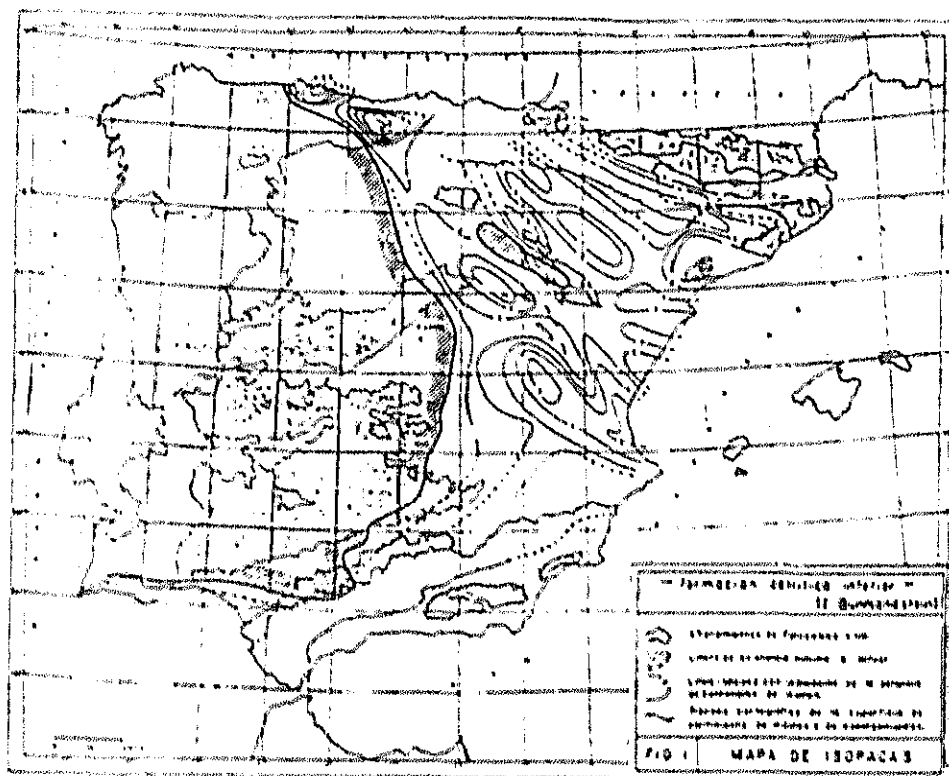


FIG. nº 7. Mapas de isopacas para el Buntsandstein y el Muschelkalk.
(In GARRIDO y VILLENA, 1977, pg. 40 y 42)

RODRÍGUEZ ESTRELLA en 1979 distingue dos facies dentro del Trías: Facies de "borde de cuenca", y Facies de "interior de cuenca", asimilables a las Formaciones Chiclana de Segura (LOPEZ GARRIDO, 1969) y Hornos-Siles (LOPEZ GARRIDO, 1971). Esta última se encuentra plegada y aparece en los núcleos anticlinales, como en el diapiro de Alpera.

ORTÍ CABO (1982) estudia los cuatro episodios evaporíticos del Triásico en el Levante Español, a saber:

- 1.- Límite Buntsandstein-Muschelkalk. Cubetas asimétricas confinadas.
- 2.- Muschelkalk medio. Cubetas asimétricas confinadas.
- 3.- Keuper (pulsaciones). Transgresión de poca profundidad.
- 4.- Rhätien-Hettangien. Cubetas asimétricas confinadas.

Las variaciones locales (probablemente debidas a elementos paleogeográficos como la fracturación tardihercínica) permiten a SOPÉÑA et al. (1983) establecer una serie de tipos diferentes, como son: Trías Bético, Trías Pirenaico, Trías Ibérico, Trías Hespérico y Trías Mediterráneo.

TORRES y LEIVA (1988) distinguen cinco tramos en los materiales triásicos existentes bajo la cobertera neógena de La Mancha. La serie comienza con unos sedimentos de origen fluvial (Bunt) y progresivamente aumenta la influencia mareal hasta el Keuper, finalizando con una evolución hacia un medio de llanura fangosa salina.

El límite occidental de las facies Bunt está condicionado por la estructura del basamento paleozoico, mientras que el depósito de los materiales del Keuper es expansivo hacia el O.

SIMON (1987) distingue, para la Zona Externa de las Cordilleras Béticas, dos secuencias elástico-evaporíticas, separadas por una secuencia carbonatada que disminuye de espesor de SE a NO, desapareciendo en la cobertera de la meseta.

En nuestra zona, la sedimentación en el borde continental presenta una gran continuidad física durante todo el Mesozoico. En efecto, excepto pequeñas variaciones locales, los dominios sedimentarios se extienden sin solución de continuidad por el margen Bético e Ibérico, con características comunes hasta el comienzo de las fases compresivas. Quizás se pueda diferenciar un dominio de facies alpinas más profundas en las Béticas y otro de facies germánicas más someras y continentales en la Ibérica. (GUTIERREZ ELORZA, 1989)

Hacia el Sureste, aproximadamente en la zona de Jumilla y Pinoso, se encuentra el área de mayor subsidencia, sin saber exactamente la situación de la zona más profunda de la cuenca.

Hacia el E y NE, la cuenca limitaría con el umbral de la zona de Valencia.

II. 1. 1. 1) Buntsandstein

Aflora en el extremo SO de la zona, en el Subbético Interno, en una gran escama plegada en sinclinal entre el ESE y SO de Calasparra. Se cita en la memoria de la Hoja 792 Alpera como Buntsandstein superior, facies Röt. Ha sido cortado también por dos sondeos petrolíferos: el Carcelén-1, en Carcelén, y el Ledaña-1, al S de Chinchilla (CASTILLO HERRADOR, 1974).

En ningún lugar de la zona se ha observado la base del mismo, aunque se sabe que es habitual que sea (la base) de edad Pérmico sup. y fosilice un importante paleorelieve. En la Ibérica, los mapas de isopacas del Bunt reflejan un sistema de cubetas concordantes con la red de fracturación tardihercínica. (SOPENA et al. 1983)

Antiguamente considerado idéntico al Pérmico y de origen continental, desde C. Virgili (1958, 1962) comienza a considerarse de origen marino, de aguas poco profundas de la plataforma costera. No presenta depósitos salinos, aunque en la zona murciana contiene yesos en lentejones de hasta 80 m. de potencia.

Fundamentalmente detrítico, presenta tres tramos:

- 1) conglomerados
- 2) areniscas
- 3) margas y arcillas rojizas.

Las areniscas faltan (por completo) en la zona Subbética y (en parte), en la Prebética. (ORTÍ CABO 1973, 1974), y en nuestra zona es completamente azoico, característica ya destacada por RIOS (1963) quien indicó que suele presentar pocos fósiles y algunos lechos de calizas lacustres.

Conforme transcurre el tiempo, los sedimentos detríticos Triásicos se van extendiendo en la sedimentación posterior por el borde oriental del Macizo Ibérico hacia el Sur. En efecto, en Cataluña los sedimentos del Bunt no difieren mucho del inicio del Trias, mientras que conforme nos acercamos al borde Prebético, los primeros sedimentos Triásicos son de edad Ladiniense.

El clima existente debía ser cálido, con alternancia de estaciones secas y húmedas (MILLOT et al. 1961). También VERA y LOPEZ GARRIDO atribuyen, en 1971, a este clima alternante el color rojo de las facies detríticas (Red Beds).

Al final del Buntsandstein los continentes presentan una morfología muy aplanada, por lo que las aguas discurren por ellos sin fuerza. Casi todo el área del continente Europeo y del Tethys estaba emergida y dominada por una sedimentación continental-fluvial

Los aportes de agua fluvial al mar son insuficientes para contrarrestar la gran evaporación existente, y el mar epicontinental aumenta su contenido en sales, precipitando los depósitos del Muschelkalk y del Keuper.

En este sentido es importante considerar la hipótesis de JEREZ MIR (1984), que, al contrario del modelo propuesto por VERA (1981), considera que los dos océanos no se comunicarían por el Oeste durante el Mesozoico, por lo que, hasta el Cenozoico no pudo haber aporte de agua al Mediterráneo.

II. 1. 1. 2) Muschelkalk.

El final del Bunt viene marcado por el inicio de la transgresión del Tethys, que da origen a las facies carbonatadas del Mus, la etapa de máxima (aunque poca), influencia marina.

Un mar somero invade prácticamente toda la zona, retrocediendo la costa hasta el límite O de la provincia de Albacete (Bienservida, Alcaraz), donde las Red Beds fosilizan un paleorelieve de materiales Ordovícicos.

En nuestra zona se halla constituido por un banco de calizas tabulares oscuras, que en zonas se desdobra en dos, separados por evaporitas. Suele tener poca potencia (RIOS, 1963), hasta 300 m., decreciendo progresivamente hacia la meseta. (JEREZ MIR 1982). Restos de estos depósitos se encuentran en los Altos de Chinchilla, Almansa, Montealegre del Castillo, Caudete, Hellín, Calasparra.

Según ORTÍ CABO (1973, 1974), el Mus ha jugado en la región un papel tectónico completamente independiente del Bunt; por ello, despegado de éste, lo encontramos subvertical inyectado en el Keuper, e incluso, cabalgándole. (Cofrentes).

II. 1. 1. 3) Keuper.

Poco a poco los sedimentos de la facies Muschelkalk rellenaron el somero mar que ocupaba la zona, configurándose una regresión tras la que la sedimentación volvió a ser de carácter continental fluvial o costero con importantes depósitos salinos (facies Keuper).

Los estudios geológicos de la zona determinan la existencia de una línea de costa de dirección N 45 que se extendía entre Jalance y Pozo Cañada, separando un ambiente continental de carácter evaporítico al NO y marino poco profundo, también con episodios evaporíticos, al SE. Parece como si existiese un sistema de surcos y umbrales que aíslan zonas más o menos profundas. Al S, en Calasparra y Cieza se observa una regresión que se generaliza para las zonas externas de las Béticas.

En general, la sedimentación consiste en margas abigarradas, muy salinas (halita) y yesíferas, con cuarzos bipiramidados, Jacintos de Compostela y aragonitos; en algunos casos acompañadas de rocas ofíticas.

La característica principal de esta facies es sin duda su carácter evaporítico que lo convierte en un excelente material diapirico. *"Sujeto, bien sea a la acción de las presiones de los plegamientos alpidicos o a la carga de las pesadas coberturas sedimentarias que se van depositando encima, juega un importante papel en la tectónica cenozoica"*. (J. M. RIOS, 1963)

ORTÍ CABO (1973) en su tesis doctoral, define el Keuper del Levante como Grupo litoestratigráfico (GRUPO VALENCIA), integrado por cinco Formaciones:

K5 Formación "Yesos de Ayora"

K4 Formación "Arcillas yesíferas de Quesa"

K3 Formación "Arcillas de Cofrentes"

K2 Formación "Areniscas de Manuel"

K1 Formación "Arcillas y yesos de Jarafuel"

Informalmente se puede considerar que K1 corresponde al Keuper inferior. K2 y K3 al medio, y K4 - K5 al Keuper superior. (Dos tramos evaporíticos separados por una intercalación detrítica)

Esta última formación (K5) es muy potente y presenta casi con carácter de exclusividad las principales masas salinas, (aunque el autor no descarta la posibilidad de su formación en K4). Estas evaporitas parecen pertenecer a un ambiente de lagoon salobre somero. En la región de Pinoso - Jumilla es donde esta formación presenta un carácter evaporítico más fuerte. Parece indicar el tránsito del ambiente marino de plataforma del Muschelkalk a un ambiente progresivamente salino.

Comparando esta división con la establecida por C. VIRGILI (1958) en los Catalánides, únicamente el tramo inferior K1 de Virgili podría correlacionarse con los K1, K2, y K3 de Ortí, aunque allí parece faltar el K2.

CASTILLO HERRADOR (1974) distingue cuatro niveles evaporíticos: final del Bunt, en el Mus medio, en el Keuper y en el tránsito Keuper-Lias (el más importante).

Para SOPEÑA et al. (1983), la sedimentación de importantes potencias de evaporitas durante el Keuper supone un progresivo aumento de la aridez y una mayor estabilidad tectónica, que coincidiría con una degradación casi total de las áreas emergidas.

SUÁREZ et al. (1986) definen las siguientes unidades tectosedimentarias para el Keuper:

TK1: Sería la unidad final del rifting del Triásico. Es extensiva y regresiva, y corresponde a los términos K1, K2 y K3 de Ortí Cabo.

TK2: Con ella se inicia la plataforma estable del Lías. Es extensiva y transgresiva, y corresponde a los términos K4, K5 y el Suprakeuper (o Infralías, depende de los autores).

BASTIDA et al. (1987) y CASTAÑO et al. (1987), estudiando el Keuper desde el punto de vista mineralógico, coinciden en destacar un aumento de muro a techo de las condiciones de confinamiento e hipersalinidad, y una mayor proximidad al borde de cuenca.

GIL et al. (1987), detectan un aumento de espesor de todas las unidades del Keuper (asimilables a las de Orti Cabo) desde la Meseta al Prebético, así como un aumento de la potencia y extensión de los bancos carbonatados en la vertical, hasta la transgresión Landiniense. Destacan la ausencia de facies carbonatadas en el borde de la Meseta, donde la sucesión estratigráfica es predominantemente terrígena.

El Keuper formó una capa prácticamente continua de depósitos salinos en casi todo el ámbito sedimentario alpídico (parte oriental de la península). Su presencia constituye un factor fundamental en la compleja estructura en mosaico en las cadenas béticas al actuar como superficie de despegue, y también en el desarrollo de los plegamientos posteriores a su depósito. En los primeros, (fases neociméricas, Jurásico-Cretácico), la cobertura no debía rebasar los 1000 m. y el Keuper se acumuló (si existió halocinesis estaría de acuerdo en parte con NAVARRO et al 1963 y en parte con MARTINEZ DEL OLMO et al. 1985, 1986) en los ejes anticlinales, cuya erosión permitió que en algunos lugares, materiales del Cretácico inferior, o incluso del Cretácico superior se depositaran directamente sobre el Keuper. Transcurridas las fases ciméricas aparecen grandes diferencias en las nuevas sedimentaciones, y en algunas zonas se depositan rápidamente grandes potencias de sedimentos (hasta 8000 m. de Cretácico inferior). Estos enormes espesores gravitan sobre el Keuper y favorecen el inicio o la prosecución de un movimiento ascensional que, con variaciones de ritmo, continúa hasta la actualidad.

II. 1. 2) Jurásico.

Una nueva y potente transgresión marca el tránsito del Triásico al Jurásico. En toda la zona se instala una amplia plataforma submarina, en la que durante el Lías y el Dogger tiene lugar un importante depósito de materiales carbonatados muy homogéneos, sin apenas variaciones laterales de facies. Los materiales son casi exclusivamente calizas, dolomías y margas. La transgresión se reactiva entre el Dogger y el Malm. Durante el Jurásico superior la cuenca alcanza su máxima profundidad (ambientes pelágico-nerítico en las hojas 817, 890) y comienza la regresión con la que finaliza el Jurásico.

Según JEREZ MIR (1982), los movimientos de apertura del Atlántico y el Tethys, que afectaron al Subbético, no tuvieron casi importancia en el Prebético, en el que simplemente fluctuó la línea de costa.

Los afloramientos en la zona están situados todos al S del paralelo de Albacete, configurando dos grandes sectores:

Uno entre Monóvar y Bullas, claramente Subbético, de edades Lías-Dogger, y otro entre Albacete, Jumilla y el Embalse de Camarillas, de características prebéticas y de edades comprendidas entre el Lías y el Malm, tanto más reciente cuanto más nos desplazamos al E.

CASTILLO HERRADOR (1974) indica la existencia entre Cuenca y Albacete de una importante serie evaporítica de principios del Jurásico (Hettagiense), presente también en la cuenca del Ebro y en la rama Aragonesa de la cuenca Ibérica. Esta serie podría jugar también algún papel en los grandes diapiros de materiales triásicos de la zona.

En el Lías aparecen intercalaciones arcillosas hacia el borde SE del Macizo Ibérico; en la zona de Albacete las dolomías basales pasan a evaporitas. Durante el Jurásico medio la plataforma carbonatada se extiende hacia el S. Las dolomías del Dogger finalizan con una superficie de hard-ground que indica una interrupción sedimentaria hasta el Oxfordiense medio. En el Jurásico superior una amplia transgresión deposita las calizas nodulosas del Malm, que descansan sobre esta superficie erosiva. (VERA, 1983)

Entre el Jurásico y el Cretácico existe una laguna estratigráfica que, desde el borde de la Meseta (donde llega a faltar desde el Lías hasta el Cenomanense) y en la zona Prebética externa, donde falta todo el Cretácico inferior, disminuye hacia el SE hasta desaparecer en el Prebético interno, que presenta una fuerte subsidencia. (VILAS et al. 1982) a).

GOY y SUÁREZ VEGA (1983) indican que los materiales jurásicos de la Península Ibérica presentan cambios paulatinos entre unidades vecinas; no es fácil determinar límites de unidades si no existen discontinuidades cartográficas.

II. 1. 3) Cretácico.

En el Cretácico parece ser más fácilmente identificables tres dominios tectosedimentarios diferentes: Cordilleras Béticas, Pirineos y Bordes del Macizo Ibérico. y dos divisiones paleogeográficas: el dominio protoatlántico y el dominio del Tethys. RINCÓN et al. (1983).

En el Cretácico inferior el borde occidental de la cuenca estaría constituido por los materiales de la Meseta, que aportaría sedimentos terrígenos de forma casi continua. En las zonas más cercanas al continente existen grandes lagunas estratigráficas que cubren el Cretácico inf., mientras que en zonas más distales el sistema de surcos y umbrales se situó en una zona de fuerte subsidencia y en general, de facies desde costeras hasta arrecifales y marinas de plataforma. (GARCÍA-HERNÁNDEZ et al. 1981).

(Quizás aquí estribe, como veremos más adelante, uno de los elementos que permitiría diferenciar el dominio Ibérico del Bético, pues en el Cretácico Inferior los sedimentos en el surco Ibérico pueden faltar o ser continentales, mientras que en la cordillera Bética (facies más profundas) deben ser marinos o tener fuerte influencia marina.)

En el Cretácico superior se produce una importante transgresión durante la que la sedimentación, muy homogénea, cubre los antiguos accidentes paleogeográficos.

Es interesante para nuestra zona el trabajo de A. MELENDEZ (1979), que determina la existencia de un área emergida al E y NE del macizo del Caroch (hacia Valencia) desde el Barremiense hasta el Cenomanense, época en la que este umbral desaparece y se establece comunicación con el mar abierto. Un poco más al N, en Villa de Vés y Cortes de Pallás, MAS et al (1975) detectan una fuerte transgresión a principios del Cenomanense, que concuerda con la observada en el área Prebética Occidental.

VILAS et al. (1982, a, b) realizan una síntesis general del Cretácico del SE, identificando los elementos paleogeográficos más importantes en el Cretácico Inf. Para estos autores, el paso a la cuenca Bética se realiza mediante dos accidentes tectónicos de dirección ENE-OSO que delimitan la zona de Jumilla-Yecla. Estas fracturas son reflejo de dos escalonamientos que profundizaban la cuenca hacia el S.

El área Ibérica, según estos autores, en nuestra zona queda limitada al N por una zona de fracturación reciente (E-O) ligada al umbral de Sierra Martés, el cual, durante esta época limitaba por el N el extremo SE de la cordillera, el Golfo de Albacete. Esta zona era un área bastante estable y de probable substrato rígido a escasa profundidad, para estos autores. (Véase fig. nº 8, pag. 36)

Un elemento paleogeográfico importante en nuestra zona queda reflejado en la laguna estratigráfica que afecta a los materiales del Golfo de Albacete y del Surco Ibérico Suroccidental. Dicha laguna abarca los primeros depósitos cretácicos, desde el Portlandiense hasta el Valanginiense, y no aparece, o queda muy reducida en la zona de Jumilla-Yecla.

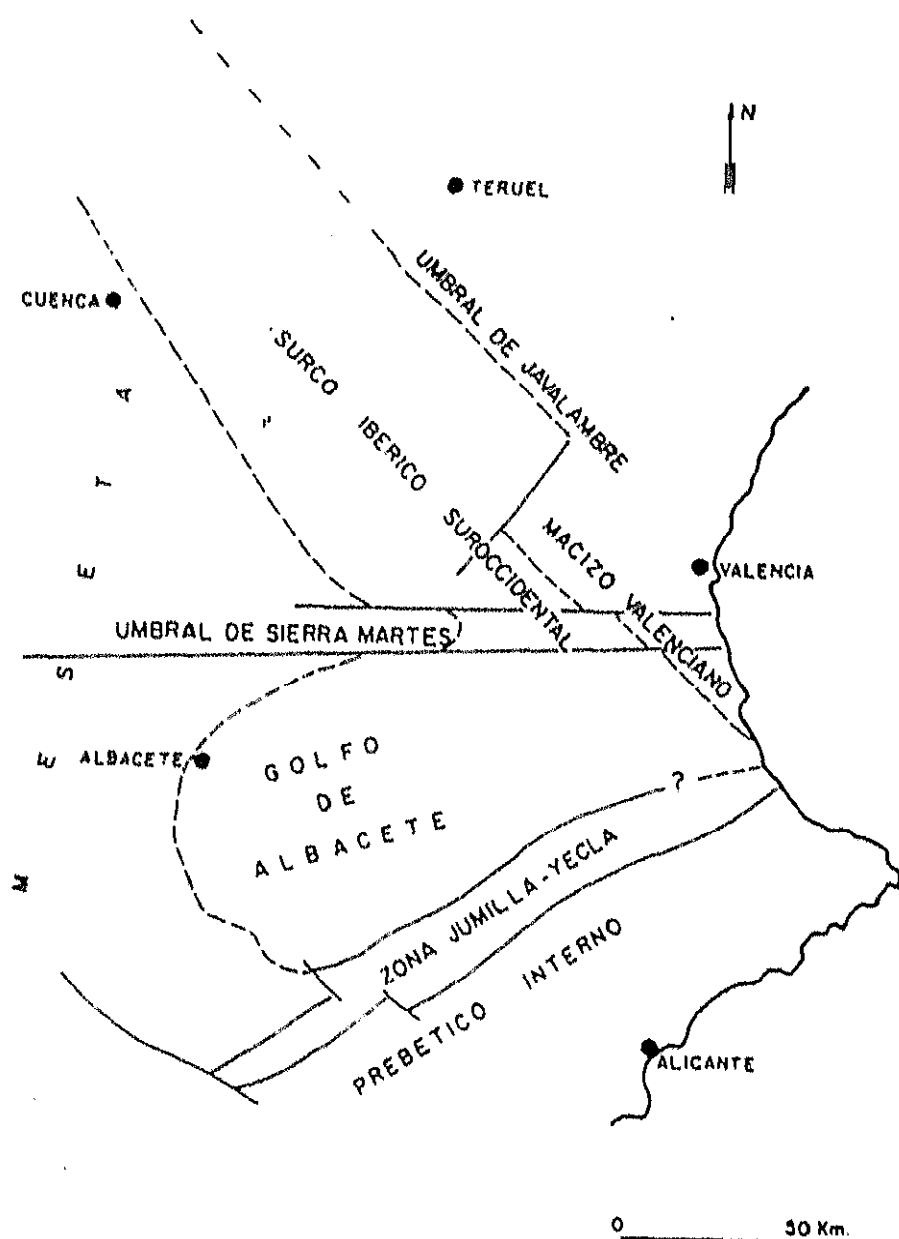


FIG. nº 8. Elementos paleogeográficos para el Cretácico inferior.
(In VILAS et al. 1982, pg. 460)

II. 1. 4) Cenozoico.

JEREZ MIR (1973) da los siguientes datos sobre su estratigrafía en las Béticas:

Durante el Paleoceno-Eoceno, casi todo el Prebético externo emerge. Mioceno inf. discordante con facies marinas someras.

En el Interno se desarrolla durante el Paleoceno-Eoceno, una plataforma carbonatada arrecifal que finaliza en el borde del talud, al S. La línea de costa retrocede hacia el S. Durante el Eoceno sup y el Oligoceno inf. la zona está emergida, por lo que no hay depósitos. El Oligoceno sup. presenta una formación detrítica roja continental. En el Mioceno inf y med. tuvo lugar una transgresión que depositó Calizas arenas y margas, más calcáreas cuanto más al Sur.

En el Subbético externo continúa el depósito de las facies Flysch. En el Neógeno se producen las mayores deformaciones orogénicas, al realizar movimientos de aproximación las placas Africana, Ibérica y de Alborán. Este régimen compresivo supone la desaparición y emersión progresiva de los antiguos dominios paleogeográficos que en el Plioceno ya presentan una configuración muy parecida a la actual.

Unidades intermedias: Paleógeno de margas y calizas margosas con intercalaciones turbidíticas. Mioceno inf. y med. calizas arenosas y margas.

Según MOISSENET, 1988, las depresiones internas de la Ibérica se abrieron en el Mioceno inferior, siendo rellenadas con materiales posteriores. (No acepta este autor la posible compresión intramiocena propuesta por SIMON, 1984.)

II. 1. 5) Manifestaciones volcánicas.

II. 1. 5. 1) Rocas ofíticas.

Tratamos estas rocas por su relación con los depósitos triásicos y sus afloramientos muy cercanos a la zona estudiada, pero no se han encontrado afloramientos de las mismas en el área de estudio, pues afloran principalmente en las zonas internas de la Cordillera. Diferentes autores manifiestan su inexistencia en las zonas prebéticas (JEREZ MIR, L. 1971). Hemos de distinguirlas de las manifestaciones volcánicas pliocuaternarias, con las que no tienen nada que ver.

Se consideran como efusiones básicas interestratificadas con los depósitos Triásicos. Aparecen como enormes bloques o pitones entre los materiales del Keuper, como resultado de arrastres y trastornos tectónicos. (RIOS, 1963).

R. BRINKMANN y H. GALLWITZ (1950) relacionan los afloramientos ofíticos con zonas de dislocaciones que alteran la horizontalidad de los materiales Triásicos; así mismo destacan que las ofitas abundan en los lugares donde el Keuper presenta mayor potencia, es decir, en los lugares de mayor hundimiento de la cuenca. Según ORTÍ CABO (1973, 1974), estas rocas aparecen en formaciones cada vez más modernas conforme nos desplazamos hacia el S, y en su opinión, deben de estar relacionadas con fases de distensión del zócalo profundo.

Casi todos los autores consultados coinciden en destacar la asociación de las ofitas con las formaciones Triásicas más potentes, es decir, con zonas de la cuenca que sufrieron fuerte subsidencia; lo que no está tan claro es su relación con la misma: para la mayoría, (desde BRINKMANN, 1929), las ofitas representan una fuerte subsidencia, mientras que para otros (KMIECLUCK-STEVAUX, 1971) significan una interrupción brusca de la subsidencia.

II. 1. 5. 2) Vulcanismo Pliocuaternario.

Como ya hemos comentado, el borde mediterráneo de nuestra zona ha estado sometido a un régimen tensional de tipo graben, originando un estilo estructural de tipo mosaico. Localizadas generalmente en fracturas que delimitan estos mosaicos (muchas de ellas se suponen de origen más antiguo), aparecen unas manifestaciones volcánicas citadas y estudiadas ya desde antiguo.

Las primeras referencias sobre estas rocas se deben a JEREMIE y FALLOT, que en 1929 citaron una variedad de jumillita próxima a Calasparra, y SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, que en 1935 describió el afloramiento de la Sierra de las Cabras.

MAUFFRET (1976) distingue en España tres tipos de vulcanismo:

.- Un tipo Pacífico (Alborán, Cabo de Gata), con lavas calcoalcalinas, andesitas, dacitas y basaltos con hyperstena..

.- Un tipo Mediterráneo (Jumilla, Fortuna, Vera), con series intermedias de tendencia potásica.

.- Un tipo Atlántico (Gerona, Valencia, Cofrentes, Columbretes), con lavas alcalinas y sódicas, basaltos con olivino y nefelinitas.

Quizás el vulcanismo más conocido en nuestra zona sea el de Cofrentes, que ya fue citado por FERNÁNDEZ NAVARRO en 1907 y PARGA PONDAL en 1935. Está formado por tres afloramientos distintos: el Cerro de Agrás, el Cerro de los Frailes y el Castillo de Cofrentes, (alineados según una fractura de dirección NNO-SSE), y forma con el afloramiento de Picassent, la denominada Zona Volcánica de Valencia (MARTÍ et al. 1992).

Estructuralmente aparece en un entorno zona fuertemente distensivo, conformado por la intersección del Arco de Almansa-Teruel (de dirección N-S en esta zona) y el Graben del Júcar (E-O). Para MARTÍ et al. (1992), Cofrentes correspondería a un magmatismo de borde de rift (Cuenca de Valencia), cuyo centro sería Columbretes.

En cuanto a su petrología, SAEZ y MARINAS, (1975), clasifican las rocas como basanitas. Para ANCOECHEA et al. (1984) se trata de una emisión de tipo freatomagmático que ha originado rocas nefelinitas olivínicas con cierta tendencia a términos basaníticos (El enclave de Picassent son traquibasaltos). Presentan también enclaves ultramáficos de pequeño tamaño, que interpretan como fragmentos accidentales del manto. Estos autores rechazan cualquier similitud existente entre el magma primario de esta zona con los de zonas volcánicas cercanas (Campos de Calatrava, Gerona, Cartagena) e indican como profundidad de formación, unos 30 Km. (algo menor para Picassent).

En la zona más claramente Prebética, las erupciones, siempre basálticas y alcalinas se localizan a lo largo de grandes fallas regionales, algunas de las cuales han jugado primero con salto en dirección y posteriormente como normales, originando el vulcanismo. (BAENA y JEREZ MIR, 1982).

En nuestra zona, estos afloramientos volcánicos se encuentran en la localidad de Sierra de las Cabras en Albacete y en las de Jumilla, La Cella, El Salmerón y Calasparra en Murcia.

FUSTER et al. (1967) clasificaron sus rocas como lamproitas, conocidas por el nombre de jumillitas. JEREZ MIR (1973) clasificó los afloramientos relacionados con la falla de Socovos, en Calasparra, como fortunitas y jumillitas vesiculares; el de la Sierra de las Cabras como jumillita vesicular y los de la falla de Almiraz-Jumilla como fortunitas. ARAÑA y VEGAS (1974) las dan también como pertenecientes a un vulcanismo potásico lamproítico.

Estas rocas suelen aparecer relacionadas con el Keuper, debido a causas tectónicas, no genéticas (como sería el caso de las ofitas). Según JEREZ MIR, (1973), los mismos accidentes responsables del vulcanismo han favorecido la activación diapírica. Existe casi siempre una relación entre los tres factores: Fracturación - Diapirismo - Vulcanismo.

Para ARAÑA y VEGAS (1974), en un intento de explicación global, todos los afloramientos del SE español definen una línea de sutura (un plano de Benioff buzante al N). El vulcanismo potásico correspondería al último estadio del proceso de subducción.

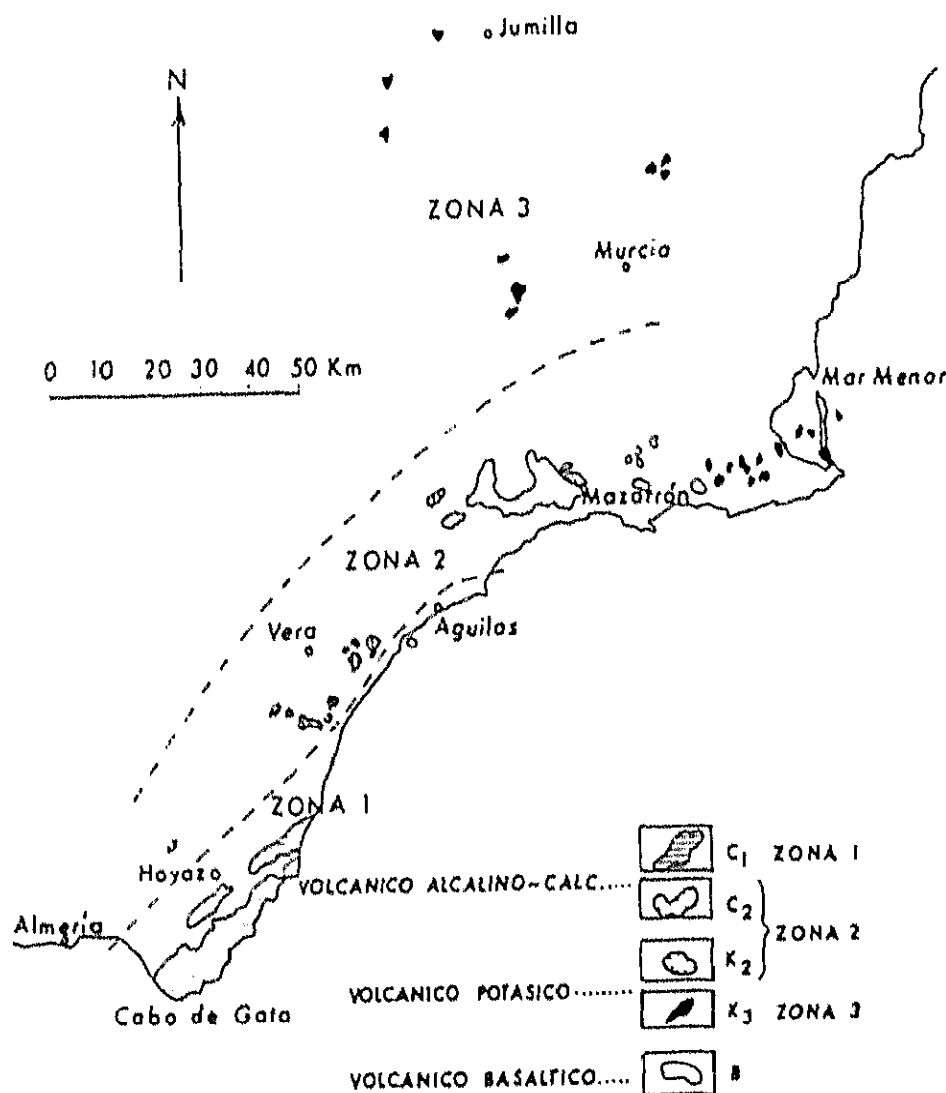


FIG. nº 9. Afloramientos volcánicos del SE peninsular. Según RODRIGUEZ BADIOLA, 1973; ARAÑA y VEGAS, 1974. (In ALVARADO, 1983, pp. 48)

En cuanto a su edad, MAUFFRET (1976) indica que el vulcanismo del SE español comenzó probablemente durante el Mioceno sup. y se mantuvo durante el Plioceno Inf.

En nuestra opinión, hay que distinguir dos grupos:

1º.- Los afloramientos del N, quizás relacionados con la Ibérica y el proceso de rifting del golfo de Valencia, que en nuestra zona (Cofrentes), han sido estudiadas y datadas radiométricamente (método K/Ar) (SAEZ y MARINAS, 1975) obteniéndose una edad entre 1.3 m.a. y 2 m.a. (Plioceno terminal a Pleistoceno inf.-med., es decir, Pliocuaternario), concordante con las relaciones estratigráficas (ANCOECHEA et al. 1984).

MARTÍ et al. (1992) proponen la existencia de dos ciclos volcánicos para el magmatismo de la Cuenca de Valencia: un primero bajo condiciones localmente compresivas (Mioceno inf.-Mioceno med.) y un segundo distensivo (Mioceno med.-actualidad). A este segundo ciclo pertenecerían los enclaves de Cofrentes y Picasset.

2º.- Los afloramientos del Centro y Sur, ya asociados al prebético y que dan edades del Mioceno sup.: 7.6 m.a. y 7.2 m.a. (Tortonense sup.-Messiniense) (NOBEL et al. 1981). Para BELLON et al. (1983), las edades son un poco más recientes, 5.7 m.a. en Monaguillo y 6.16 en Fortuna. (sigue siendo Messiniense).

Fuera de nuestra zona, hacia la Meseta, existe una región con un importante vulcanismo terciario: El Campo de Calatrava, que ha sido estudiado por numerosos autores, entre ellos, ANCOECHEA, a lo largo de numerosos trabajos (ANCOECHEA 1974, 1979, 1982; ANCOECHEA et al. 1979; ANCOECHEA y DEL MORO, 1981; ANCOECHEA y BRANDLE, 1981). Este autor ha analizado este vulcanismo de la Región Central Española, concluyendo su formación a partir de una fuente de Manto entre 85 y 120 Km de profundidad y considerándolo como un posible "rifting" asociado a un punto caliente.

BERGAMÍN et al. (1983, 1984) consideran la posible existencia de un manto anómalo (de menor densidad) bajo el Campo de Calatrava, formado en conexión con la ascensión de magmas basálticos cenozoicos

II. 1. 6.) Manifestaciones diapíricas.

En la zona estudiada se diferencian claramente dos áreas con dos tipos de afloramientos Triásicos:

A) La mitad Norte, principalmente el cuadrante NO, en el que los afloramientos de materiales triásicos son grandes y alargados, con poco material evaporítico visible en superficie. Consisten en areniscas rojas, pizarras con yesos y niveles carbonatados. Presentan también localmente diabasas y sales. Morfológicamente son largas depresiones con fondo triásico que rompen las estructuras surgidas de la tectogénesis finioligocena, rodeadas de áreas montañosas de calizas cretácicas, que suelen estar rellenas de importantes depósitos del Mioceno, Plioceno y Cuaternario. (MOISSENET, 1989).

Dentro de este tipo podemos incluir los alineamientos diapíricos de Cofrentes-Ayora, que se cruza con el de Fuente Albilla- Casas de Vés, el de Alpera - Montealegre del Castillo y el de Almansa.

POLVECHE (1962) indica que el ascenso del material diapírico se realiza por líneas de debilidad tectónica que afectan a los sedimentos mesozoicos. Este movimiento sería temprano e influiría en la sedimentación.

RODRIGUEZ ESTRELLA (1977) propone para los mismos un mecanismo mediante movimientos de fallas del basamento.

MOSELEY et al. (1981) lo interpretan como emplazados en trincheras de fallas y controlados tectónicamente.

Para RONDEEL and GAAG (1986), este tipo de afloramientos es difícil de explicar por un proceso halocinético puro. Su forma, dirección y distribución espacial sugieren una relación con los movimientos de bloques del basamento. No hay duda de que existe un proceso diapírico, pero para estos autores podría ser que la actividad de las fallas fuera el mayor factor.

B) La mitad Sur, en la que los afloramientos son pequeños y elípticos o circulares, perforando los sedimentos que los rodean (RONDEEL and GAAG, 1986). A diferencia de los anteriores, en su composición externa aparecen yeso, anhidrita y arcilla. Morfológicamente constituyen relieves aislados de cierta magnitud (50 a 300 m). En un gran número de ellos está comprobada la existencia de halita en los materiales del Keuper (ORTÍ CABO, 1974). Su forma, estructura y relación con las rocas encajantes sugieren un origen diapírico más o menos condicionado por los sistemas de fracturas de la zona.

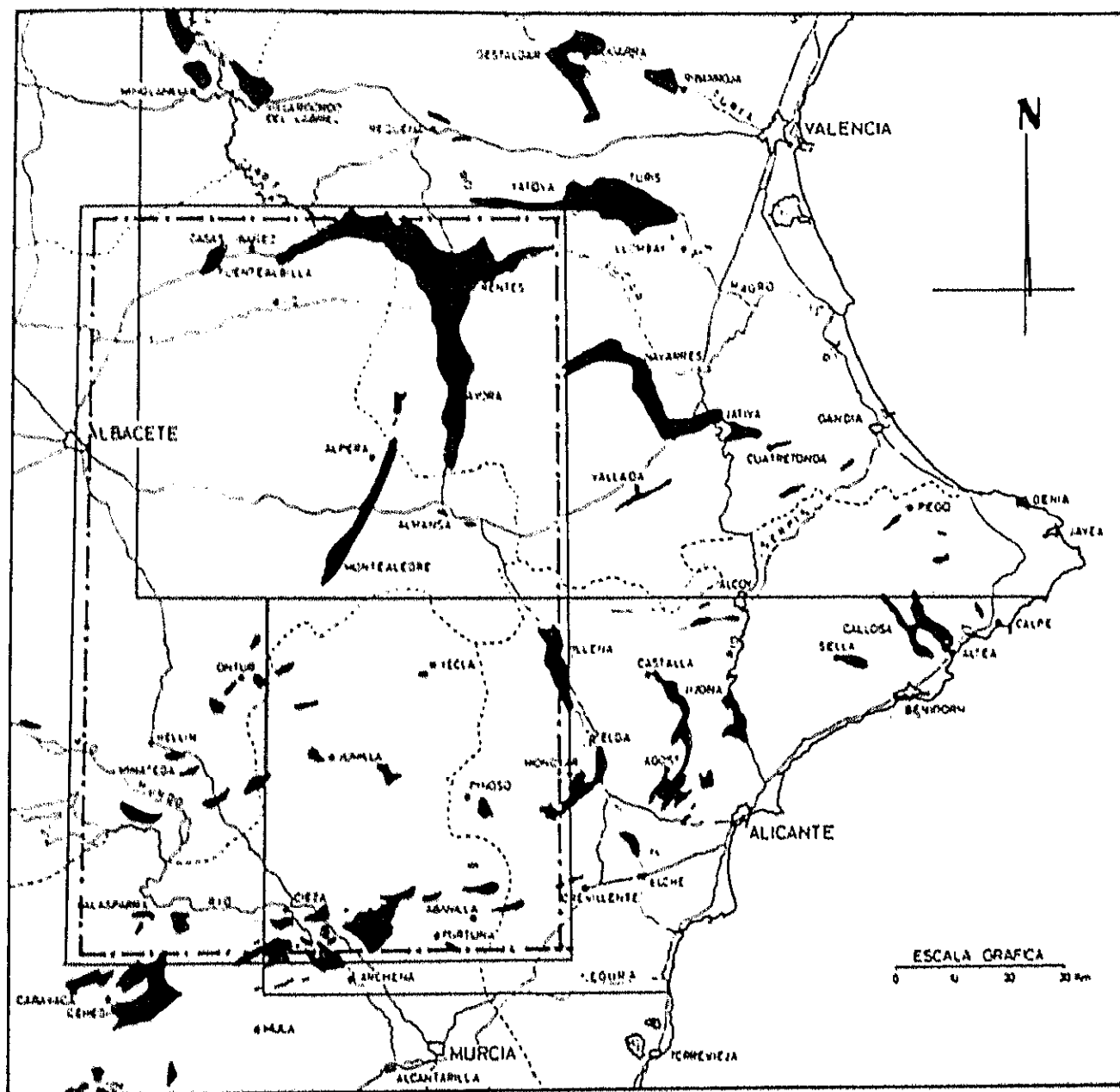


FIG. nº 10. Mapa de situación de los principales afloramientos del Keuper en nuestra zona. Modificado de ORTÍ CABO, 1974, pg. 10.

En el sector prebético suelen ser frecuentes las estructuras tipo domo (Pinoso, Villena) de pequeño tamaño y morfología más o menos circular bien conservada. En el sector Ibérico el diapirismo de los materiales triásicos desarrolla cuerpos de grandes dimensiones y marcada direccionalidad, que varía desde una sola dirección (Chelva), a dos (Cofrentes-Ayora) y hasta tres direcciones (Canal de Navarrés). En el caso del cruce de dos direcciones, éstas suelen ser la E-O y N-S, e incluso algunos diapiros unidireccionales están muy cercanos a la E-O. La mayor parte de los afloramientos diapíricos está formada por los materiales más plásticos del Keuper: arcillas, yesos y halita, (responsables del comportamiento diapírico del Trias), y, en menor proporción por carbonatos, areniscas y rocas ofíticas. (ORTÍ CABO 1981)

En este grupo se incluyen los diapiros de Villena, Yecla, Jumilla, La Celia, el Quijónate, Sierra de Cubillas, Pantano del Cenajo, Cabezo de la Rosa y Cabezo de la Sal (Pinoso); los numerosos afloramientos existentes entre Tobarra, Hellín y Ontur y los de la parte Sur: Calasparra, Cieza y Monóvar.

Como se ve, en la relación entre la tectónica y el proceso halocinético estriba uno de los problemas existentes en la actualidad para el análisis del proceso diapírico en la zona. Las estructuras diapíricas se presentan tanto independientes de cualquier estructura de la cobertura mesozoica (Valle de Ayora) como asociadas a movimientos verticales del zócalo herefínico (Pérmico-Triásico inferior). (ORTÍ CABO, 1981)

Dos son las principales opciones planteadas por los diferentes investigadores que hemos consultado a este respecto:

1ª OPCIÓN.- La mayoría de los investigadores que han estudiado la zona son de la opinión (con diversas variantes), de que los procesos tectónico y diapírico van estrechamente ligados. Dentro de esta hipótesis, existen dos posicionamientos:

a) La relación es fundamental en el momento inicial: es decir, el diapiro se desencadena debido a unas características estructurales determinadas (fallas, núcleo de anticlinales, etc.) pero después prosigue su ascenso provocando él, a su vez, nuevos fenómenos tectónicos.

b) El condicionamiento lo es a lo largo de todo el proceso, llegando, en los casos extremos a laminar el material incompetente y a producirse despegues más o menos importantes. Sería un proceso halocinético corregido y controlado por elementos estructurales ajenos al mismo.

Para NAVARRO y TRIGUEROS (1963), en la zona de Jumilla el material salino comienza a desarrollar un diapiro al aparecer fracturas de distensión en el núcleo de los anticlinales; una vez comenzado el proceso, el material se inyecta, y la forma del diapiro deja de seguir la estructura tectónica anticlinal, predominando esta acción más que la de abombamiento general.

FRANK MOSELEY (1973), en su estudio sobre la tectónica de gravedad en la Sierra de Bernia (Alicante), concluye que el efecto diapírico del Triás produce pliegues muy oblicuos a la dirección regional con fallas y desprendimientos de gravedad. Este autor piensa que el Trias se ha inyectado (que su movimiento ha sido condicionado) por fallas de desgarre ONO y en parte N-S, empujando hacia arriba y deformando los sedimentos suprayacentes. En resumen, al parecer, la mayoría de las estructuras son debidas a movimientos verticales más que a horizontales, y en los bordes del elevamiento se manifiesta un plegamiento complejo por desprendimientos de gravedad.

Aunque admite que los movimientos de las capas incompetentes finalizan en el Mioceno superior, detecta efectos posteriores en la inclinación de los depósitos cuaternarios y en la erosión de los barrancos.

AZEMA (1977), en su Tesis doctoral, diferencia netamente el Triásico de la Zona Prebética, al que considera "autóctono", del de la Zona Subbética, el cual actúa como nivel plástico para el emplazamiento de los mantos. En los dos casos considera que el desarrollo de los diversos accidentes es debido, en gran parte a la intervención del material Triásico.

ORTÍ CABO (1981) estudiando el diapirismo triásico y las estructuras de zócalo en el sector central valenciano, deduce que el fenómeno diapírico está controlado por:

- a) un sistema de discontinuidades E-O
- b) otro sistema N-S
- c) Las direcciones estructurales ibéricas (NO-SE), catalanas y prebéticas (NE-SO, ENE-OSO).

Los dos primeros sistemas (E-O y N-S) influyen en la cobertera meso-cenozoica, así como en la formación de fosas de distensión en el Neógeno, en gran medida coincidentes con las áreas diapíricas Triásicas. Todo ello se refleja en las anomalías gravimétricas, en la red hidrográfica actual y en el vulcanismo neógeno-cuaternario. Los gradientes termales de las fallas del basamento pueden haber estimulado el proceso diapírico. (RONDEEL and GAAG, 1986).

Estos sistemas de fracturas activas durante la tectogénesis alpina (principalmente la E-O), corresponden a antiguas estructuras de zócalo, reactivadas en el ciclo alpino como fallas de rumbo profundas E-O, que experimentan un juego sinistral durante la fase compresiva de final del Oligoceno, y que controlan la cobertera sedimentaria y el funcionamiento diapírico de los materiales Triásicos. En general, hay un incurvamiento progresivo de los pliegues desde trazas N-S hasta E-O. Para VIALARD (1973), esta curvatura tiene lugar a finales del Paleógeno, durante la fase de compresión sálica.

Aparentemente, accidentes profundos del zócalo de dirección E-O controlan tanto las extrusiones diapíricas como la geometría de los pliegues, y han debido de jugar en el Cuaternario lo suficiente como para controlar el encajamiento de los principales ríos. La

desconexión entre el juego diapírico del Muschelkalk y del Buntsandstein hace pensar al autor en la presencia de niveles de despegue, que pueden ser la facies Röt arcillo-evaporítica del techo del Bunt o un nivel intra-Musch como el del afloramiento del castillo de Almansa. (ORTÍ CABO, 1981)

A cuanta mayor profundidad esté el zócalo, y menos influencia haya tenido, mejor es la conservación a nivel de superficie de los diapiros, que son más perfectos y están mejor desarrollados. ORTÍ CABO (1981)

Las grandes masas diapíricas están condicionadas por la incidencia de las estructuras del zócalo en la cobertera Alpina. Los diapiros debidos exclusivamente a pliegues o fracturas de la cobertera forman cuerpos extrusivos menores con frecuencia usados como niveles de cabalgamientos y despegues. ORTÍ CABO (1981)

El afloramiento triásico de Cofrentes, o de Cofrentes-Ayora, fue integrado por Alfa (1972), en el denominado arco Teruel-Almansa. CARBÓ (1980), destaca la discordancia existente entre el zócalo y la cobertera mesozoica de este afloramiento, determinando zonas que presentan mayor acumulación de materiales incompetentes.

Para CANEROT (1989), en la Ibérica, los procesos diapíricos parecen estar íntimamente ligados a los basculamientos de los bloques corticales. La tectónica del zócalo es el motor de la halocinesis.

2ª OPCIÓN. Existen también autores que consideran que el diapirismo es un fenómeno independiente de las estructuras tectónicas y de mucha más importancia de lo que se había pensado, por lo menos en lo que se refiere a las zonas Externas de las Béticas.

De sumo interés nos parecen las reflexiones de MARTINEZ del OLMO et al. (1985,1986), sobre la importancia de los Diapiros del sector Prebético; estos autores consideran que el proceso halocinético, en esta zona, tiene más importancia que la que tradicionalmente se le ha dado, y se extiende mucho más que a las fases compresivas del Oligoceno y Mioceno. Se basan en los siguientes razonamientos:

A) La existencia de un diapiro implica, ineludiblemente:

1.- La existencia de más.

2.- La deformación del entorno por la reabsorción del pie salino.

B) Un margen de este tipo (progradante carbonatado con una gran serie salina en la base) ha tenido que sufrir una intensa deformación diapírica a lo largo de todo el proceso sedimentario (no solamente en las épocas compresivas).

Del estudio de la deformación de la zona, deducen:

1.- El Prebético Oriental es un margen con larga e intensa actividad diapírica.

2.- En el Prebético Externo y medio el diapirismo está relacionado con una tectónica distensiva del zócalo. En las áreas internas, el desarrollo morfoestructural (anterior a la compresión miocena) es exclusivamente halocinético y la acción de la compresión miocena se limita al retoque de la previa morfología diapírica.

3.- Existe una casi total desconexión entre zócalo y cobertera.

Concluyen pues con que el acortamiento tectónico mioceno de la zona debe ser muy pequeño, pues no ha hecho más que restituir los desplazamientos lístricos anteriores y retocar las estructuras diapíricas previas.

II. 1. 6. 1) Estructuras diapíricas existentes en la zona.

Numerosos autores han investigado en los últimos años las estructuras diapíricas existentes en la zona. Entre ellos cabe desatacar a:

Para FOURCADE (1970), la asociación de los materiales triásicos con afloramientos volcánicos en la zona de Canarix - Yecla indica la existencia de una falla de basamento.

RODRIGUEZ ESTRELLA (1977), quien cita que en el Prebético de la provincia de Alicante los materiales Triásicos *"afloran siempre en posición anormal, y generalmente a modo de diapiros"* y diferencia la existencia de diapiros *"derramados"* en los bordes, con interestratificaciones de materiales cretácicos o terciarios, y diapiros que sirven de *"suela"* o nivel de deslizamiento a bloques más competentes

AZEMA (1977) al estudiar las zonas externas de Murcia y Alicante indica que el diapiro de Jumilla, el de Cabezo de la Rosa e incluso el de Pinoso, parecen relacionados entre sí y con la rama meridional de un sistema de fracturas profundas que han permitido la migración y acumulación del material arcillo-yesoso que origina los domos.

QUINTERO et al. (1977) estudian el Trias de Alpera, distinguiendo ocho niveles que van desde el Buntsandstein superior al Retiense (al que diferencia del Keuper superior) que coinciden con la división clásica del Trias germánico.

SOPEÑA (1981) estudia el Triásico del anticlinal Alpera-Montealegre del Castillo, atribuyéndolos al tipo "Ibérico" y distingue en ellos seis unidades litoestratigráficas: un Muschelkalk de edad Landiniense y las cinco formaciones definidas por Ortí Cabo para el Keuper.

ORTÍ CABO (1981) identifica la **"Banda Diapírica de Cofrentes"** (aproximadamente entre los paralelos de Valencia y de Cofrentes). Esta banda condiciona el afloramiento de la rama E-O del diapiro de Cofrentes, y, en el cruce con la fosa de Cofrentes-Ayora (rama N-S del diapiro), la enorme complejidad estructural de la zona (CARBÓ, 1980), permite y justifica el vulcanismo basáltico alcalino Pliocuaternario

(SÁENZ RIDRUEJO y LÓPEZ MARINAS, 1975) que aparece cerca de la citada localidad.

BAENA y JEREZ (1982) consideran el Triásico de Alpera-Montealegre como de tipo prebético, y lo engloban en la zona Prebético Externo Meridional, basándose criterios tectónicos, no estratigráficos, pues no establecen diferencias entre las facies del Triás Prebético y las del Triás Ibérico, (rama castellana), depósitos de plataforma que rodeaba a la meseta.

MANCHEÑO JIMÉNEZ y RODRIGUEZ ESTRELLA (1985), consideran que los diapiros de Jumilla, La Celia, Yecla y La Rosa, pertenecen a una cuenca evaporítica de posición central, cuyo centro estaría próximo al diapiro de Pinoso (con una potencia de sal de 800 m.). La "mis en place" de los mismos está ligada a la etapa principal del plegamiento alpino, durante el Mioceno Medio, pero los efectos halocinéticos continúan hasta épocas recientes, originando una neotectónica que llega a afectar al Cuaternario.

Los diapiros de La Celia, Jumilla y Yecla se sitúan sobre la falla de la "alineación diapírica-volcánica de Cenajo-Jumilla-Yecla" (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1979), de dirección N 55 E (también Prebética NE-SO), que separa el Prebético Externo del Interno (sic) y que condicionó el depósito del Cretácico Inferior. No obstante, el diapiro de Jumilla está también afectado por la falla "Ontur-Jumilla", por lo que su dirección de plegamiento (E-O) no coincide con la dirección general de la zona.

Los diapiros de Isso, Hellín, Ontur y Montealegre del Castillo se alinean según la falla "Hellín-Ontur-Montealegre del Castillo", de dirección claramente Prebética (NE-SO), que condiciona el depósito del Cretácico Superior.

RODRIGUEZ ESTRELLA es el autor que más asiduamente ha estudiado los fenómenos diapíricos del Prebético oriental. Basándonos en algunos de sus trabajos ya citados (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1977; RODRIGUEZ ESTRELLA, 1983; NAVARRO HERVÁS, y RODRIGUEZ ESTRELLA, 1985; MANCHEÑO JIMÉNEZ, y RODRIGUEZ ESTRELLA, 1985), podemos extraer las siguientes características de estas estructuras:

- 1.- Todos los diapiros del prebético se han inyectado a favor de fallas de carácter regional.
- 3.- De NO a SE la actividad diapírica parece más reciente e intensa.
- 2.- Existen epicentros sísmicos asociados.
- 2.- Presentan estructuración radial y a veces, concéntrica.
- 4.- Están asociados a la presencia de rocas volcánicas de probable edad Pliocena.

II. 1. 6. 2) Edad del diapirismo

Nos encontramos también en este punto con dos hipótesis distintas:

Una serie de autores consideran que el diapirismo es un proceso que comenzó a actuar más o menos independientemente de la tectónica desde el momento en que la potencia y masa de los materiales suprayacentes y el contraste de densidades permitió el ascenso halocinético de los materiales triásicos:

MARTINEZ DEL OLMO et al. (1986), consideran que la actividad halocinética debió de actuar durante todo el proceso sedimentario que sufrió el margen SE del Macizo Ibérico. Para estos autores, el diapirismo en el Prebético Oriental Externo está estrechamente relacionado con una tectónica distensiva del zócalo, sin embargo, en el área interna, el desarrollo morfoestructural de la cobertera (premioceno) es exclusivamente halocinético.

Para CANEROT (1989), en la cordillera Ibérica, sector oriental, los procesos halocinéticos parecen corresponder a las distensiones mesozoicas.

Recientemente, MARTÍN CHIVELET (1992), ha puesto de manifiesto la existencia de procesos halocinéticos en los materiales Triásicos de la zona de Jumilla-Yecla, de edad Cretácico inf.

Para otro grupo de autores, sin duda el más numeroso, el diapirismo de los materiales del Triás es un proceso muy condicionado por las estructuras tectónicas de la zona y ligado a la orogenia Alpina, principalmente a las fases compresivas del Oligoceno y Mioceno.

MELENDEZ HEVIA et al. en 1974 y GRANIER en 1986 indican que el proceso diapírico parece haberse iniciado en la zona Ibérica al comienzo de la orogenia Alpina (durante el Jurásico-Cretácico, en las fases neociméricas) y la etapa de mayor actividad pudo ocurrir entre el inicio de la fase compresiva principal del Oligoceno y el comienzo del Mioceno superior, aunque los movimientos verticales se prolongaron incluso posteriormente a la sedimentación miocena.

Para ORTÍ CABO (1981), hacia el S y SE, en la zona Bética, la edad parece ser más reciente, como en Pinoso y La Rosa. Este autor opina que el juego en dirección de las cizallas E-O y de las discontinuidades N-S ha debido ocurrir durante la fase compresiva principal del Oligoceno, con direcciones de acortamiento NE-SO, lo que inició la actividad diapírica, continuada posteriormente en las etapas distensivas neógenas.

RODRIGUEZ ESTRELLA (1983) y otros autores que han estudiado los afloramientos diapíricos del Prebético, advierten diversos (para diferentes diapiros) momentos de "mis en place" y de movimientos que se extienden del Mioceno al Plioceno.

RONDEEL y GAAG (1986), proponen la existencia de dos momentos de actividad diapírica: El primero, ligado a un régimen tectónico distensivo durante el Mesozoico-Paleógeno, y el segundo, entre la fase de plegamiento y la intrusión del vulcanismo lamproítico, es decir, entre 6 y 3 m.a.

MOISSENET, (1989) indica que el ascenso del Trias comienza en el Mioceno inf., pero al S, (Cofrentes, Almansa, Navarrés) es anterior (Mioceno med.), posiblemente por la inestabilidad debida a la proximidad de las cadenas Béticas.

Existen pues, datos que hacen pensar que los procesos diapíricos comenzaron poco después de la deposición de los sedimentos Triásicos, en las etapas distensivas del Mesozoico, cuando ya se había depositado sobre ellos unas fuertes potencias de materiales Jurásicos. Posteriormente, tras la fase orogénica principal, en las distensiones del Mioceno, se da el momento de mayor actividad diapírica, que en ciertos casos se prolonga hasta hoy día.

Parece también admitido que el comienzo de esta segunda etapa es más antiguo conforme nos desplazamos al SE, hacia depósitos de facies más profundas.

Son distintos los diapiros del margen Ibérico a los del margen Bético: Los Ibéricos están muy condicionados por el funcionamiento de fracturas antiguas y profundas, y sus materiales parecen ser más densos, tienen menos material evaporítico. Los Béticos son menos densos, suben más fácilmente y si bien presentan una conexión clara con fracturas a nivel regional, no están tan relacionados con ellas a nivel local o particular.

II. 2) CONTEXTO GEODINÁMICO-HISTORICO GENERAL.

En la comprensión de cualquier problema geológico tiene siempre gran importancia el contexto tectónico global en que nos movemos. En nuestra zona, y en un trabajo de las características del que nos ocupa, es indispensable; en efecto, estamos estudiando la estructura actual de lo que pensamos es una parte del ángulo de un punto triple: la unión del margen del Aulacógeno Ibérico con el margen continental Bético. Por ello la necesidad de comprender cuál ha sido el proceso evolutivo geotectónico que esta zona ha seguido.

En la elaboración de este apartado se ha seguido la misma estructuración que hace ALVARADO, (1983), en su trabajo sobre la evolución de la Placa Ibérica, y muchas consideraciones las hemos basado en las reconstrucciones paleogeográficas de UCHUPI (1988). Es de lamentar que este autor no haya indicado en las mismas la evolución del Aulacógeno Celtibérico.

En una posición bastante comprometida, entre dos grandes placas (Europea y Africana) y separando dos océanos (Atlántico y Mediterráneo), la actual Península Ibérica, ha sido sometida a diferentes esfuerzos, y procesos tectónicos. Siempre condicionada por los movimientos de sus vecinos del N y del S, durante las etapas distensivas se realizó la subsidencia y sedimentación mesozoica; durante las compresivas se plegaron estos sedimentos.

DEWEY et al. (1973), basándose en estudios de PITMAN y TALWANI (1972), elaboraron un modelo de movimientos relativos de las placas Africana y Euroasiática para el ciclo Alpino, diferenciando seis fases sucesivas, entre el final del Lias (-180 M.a.) y la actualidad.

Durante el Prehercínico, del que prácticamente se carecen de datos, la Península Ibérica se comporta de forma coherente con la Europa Meridional. No parece que haya sido afectada por la orogenia Caledoniana, aunque esto es una de las polémicas clásicas entre los geólogos.

Con la orogenia Hercínica se cierran los mares Protoatlántico y Centroeuropeo, formándose la Pangea. El Tethys, antepasado del Mediterráneo, cubre la Tierra.

II. 2. 1) ETAPA TARDIHERCÍNICA

La zona Europea afectada por los plegamientos Hercínicos se vio sometida después de ellos (entre el final del Westfaliense y la primera mitad del Pérmico sobre todo, (ARTHAUD y MATTE 1975) a una tectónica de fractura de gran importancia, con existencia de grandes fallas de rumbo con importantes traslaciones horizontales, fallas de desgarre, fallas normales y vulcanismo; elementos que conforman una clara situación tensional. (CAPOTE (1983) y ALVARADO (1983)). Para ARTHAUD y MATTE (1975), existen dos sets dominantes de fallas: NO-SE de componente dextro y NE-SO de componente sinistro.

El primer estudio global de esta tectónica fue realizado por J.R. PARGA (1969), quien dio a esta etapa el nombre de "Tectónica Tardihercínica".

ARTHAUD y MATTE (1977) sugieren que estas fracturas pueden ser resultado de un cizallamiento dextro originado entre Europa y África y entre los Apalaches y los Urales.

Todas estas fracturas, independientes de las estructuras hercínicas que las preceden (ALVARADO, 1983), rejugarán posteriormente de diferentes maneras, según los esfuerzos a que se vean sometidas, y delimitarán diferentes ámbitos de sedimentación (originando cuencas y umbrales), determinando, en gran parte, la evolución geológica del borde del Macizo Ibérico. El Cratón Ibérico queda formado por bloques separados por líneas de debilidad. Se puede hablar casi de una configuración en domos y cubetas que condiciona la sedimentación mesozoica.(ALVARO et al. (1975), LORENTZ y NICHOLLS (1976)).

La fuerte influencia de estas fracturas permite marcadas asincronías en la sedimentación posterior, pues, obviamente se rellenarán primero las zonas hundidas; pero el re-juego de las fallas hará que bloques que en un momento actúan como cubetas de sedimentación, en otros momentos no lo sean, o incluso configuren umbrales. CONSUELO ARIAS et al. (1979) indican que para la transgresión Aptiense en una zona que solapa la mitad norte de la nuestra, *"la sedimentación, la distribución de facies y los límites de la cuenca están condicionados por un juego de fracturas NE-SO y NO-SE que provocan una tectónica de horsts y grabens"*. (traducc.)

CAPOTE (1983), indica que se pueden distinguir dos etapas:

La primera, de desgarre, a finales del Carbonífero y comienzos del Pérmico

La segunda, distensiva, a finales del Pérmico y principios del Triásico. Destaca también que las directrices de las unidades de plataforma provienen de estas fallas tardihercínicas :

NO-SE la Cadena Celtibérica,
NE-SO el Sistema Central;

DOBLAS M. (1991) propone para el área del Sistema Central una secuencia de tres episodios para la evolución tardihercínica de este sector:

- A) Deformación extensional. Fracturas N-S.
- B) Deformación (compresión) dúctil. Con direcciones ONO-ESE.
- C) Deformación (compresión) frágil. En este momento se generan las direcciones dominantes NO-SE y NE-SO.

Resumiendo lo tratado por ARTHAUD y MATTE (1975), ALVARADO (1983) y CAPOTE (1983), podemos esquematizar las siguientes direcciones de las principales familias de fracturaciones tardihercínicas:

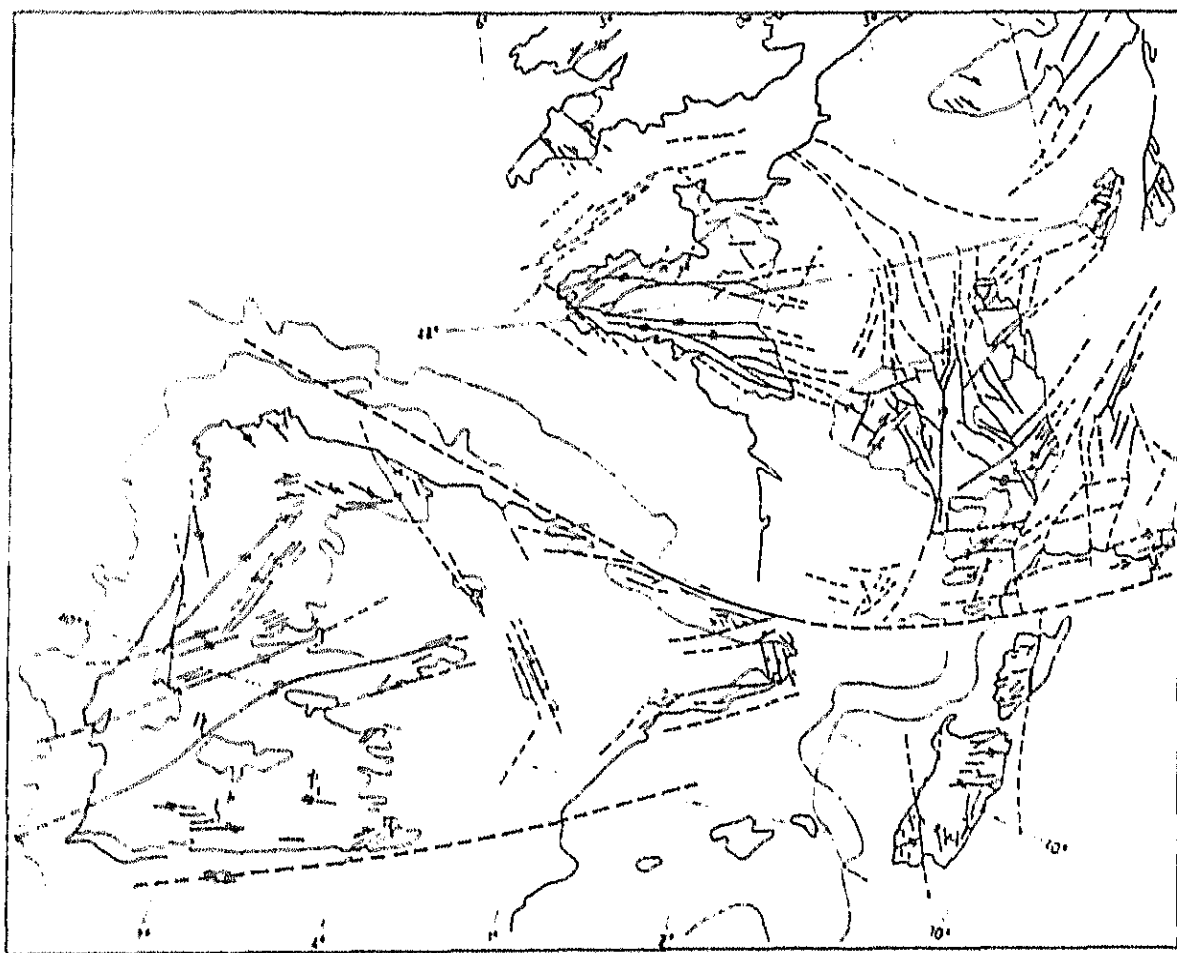


FIG. nº 11. Mapa de los principales desgarres tardihercínicos en el SO de Europa. Según ARTHAUD y MATTE, 1975, pp. 141.

Desgarres sinistros NNE-SSO y NE-SO.

Son las familias más importantes y visibles, transversales a la estructuras hercínicas que desplazan. Muy importantes después del Trías, tienen una longitud de cientos de kilómetros, y un salto sinistro que varía desde cientos de metros hasta cuatro kilómetros. Al tener una dirección casi normal con la dirección de los esfuerzos funcionan como fallas normales en la distensión prealpina y como inversas durante las compresiones alpinas. Cerca de nuestra zona se detectan, al N la falla del Segre y la de Requena-Mora, y al SO, las de Despeñaperros y La Carolina.

Fallas de estas familias jugaron como normales en la distensión intrapérmica, generando un sistema de bloques levantados que condicionaron la sedimentación clástica en los bloques hundidos (presentan buzamiento N, por lo que el bloque levantado es el S y los depósitos de hacen hacia el NO). Los depósitos de esta época son muy diversos, dado el fuerte control tectónico de la sedimentación. Durante mucho tiempo han sido confundidos con depósitos Triásicos, y no se puede eliminar que esa confusión siga existiendo en algunos lugares. En nuestra zona no encontramos antecedentes sobre afloramientos de esta edad (probablemente los haya, pero cubiertos por los depósitos mesozoicos). Los afloramientos más cercanos se encuentran en Cuenca (Minas de Henarejos), en la rama castellana de la Cordillera Ibérica.

A este grupo pertenecería una importante falla de desgarre sinistro, de dirección ENE, en el S del Macizo Ibérico, en la zona de la antiguamente supuesta Falla del Guadalquivir y a la que se superpondría el accidente del Guadalquivir. Esta falla sería posthercínica (Carbonífero sup.), pretriásica y la responsable de la torsión de los ejes de plegamiento hercínicos en esta zona, delimitando la cordillera Bética por el N. (ALVARADO, 1983) .

Desgarres NNO-SSE y NO-SE.

Menos abundantes, paralelos a las direcciones hercínicas, presentan un movimiento dextro, y pueden haber jugado en la dirección de los plegamientos Ibéricos. En nuestra zona se observan tres importantes: la más septentrional, que finaliza a la altura de Valencia, la central (Almansa) y la meridional (Hellín).

Desgarres ENE-OSO y E-O.

Con movimientos sinistros, son anteriores a las otras familias (quizás los primeros elementos de la tectónica tardihercínica) y más abundantes al O de la Península. (Alvarado, 1983).

II. 2. 2) ETAPA DISTENSIVA.

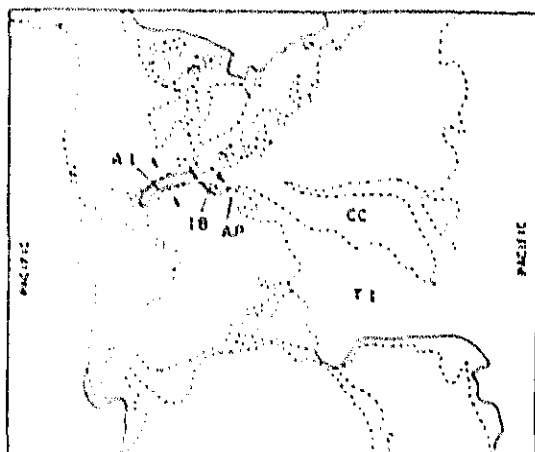
El hablar de etapas distensivas o compresivas en contextos temporales tan amplios presenta siempre la misma problemática: hay que referirse exclusivamente a la componente principal, tanto temporal como espacial. Ello es compatible, en nuestro caso, con que durante esta etapa distensiva mesozoica existan momentos compresivos parciales o localizados en áreas concretas y puntuales.

La etapa distensiva Mesozoica que inicia el nuevo ciclo de Wilson (Alpino) comienza a finales del Pérmico, con la individualización de las cuencas alpinas. Desde el Triásico hasta el Senoniense, debido a la disgregación de la Pangea y su separación en diversas placas, propiciada por la instalación de un sistema de rifts intracontinentales (VEGAS, 1985) (Véase Fig. 12-A, pag. 56), la placa Ibérica sufrió, en general un régimen distensivo, en el que probablemente aparecerían varios "hot spots" (puntos triples o centros de triple unión) en la misma (Véase Fig. 12-B, pag. 56). VEGAS y BANDA, (1982) indican la posible existencia de tres uniones rrr rodeando el Macizo Hespérico: al NO de Galicia, al OSO del Cabo de San Vicente, y en la Cuenca de Valencia durante el Triásico (Véase Fig. 12-C, pag. 56).

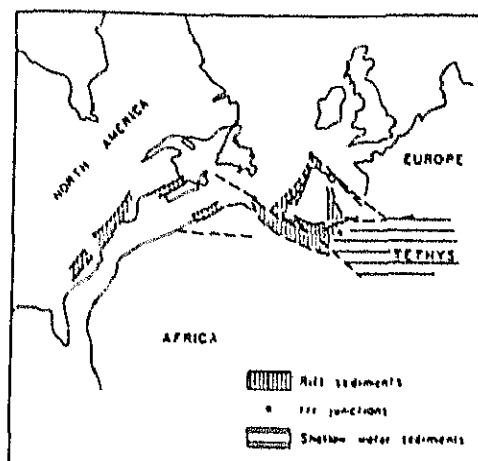
Este último, también citado por ALVARO et al. (1981), genera un graben hacia el NO, (el Aulacógeno Celtibérico, lo que más tarde sería la Cordillera Ibérica), y posteriormente un margen perpendicular, en principio pasivo, de dirección NE-SO (Margen Bético, más tarde Cordilleras Béticas y prolongación Balear) (CAPOTE, R. 1983).

ALVARADO (1983) considera de indudable consistencia la hipótesis de ALVARO et al. (1981) sobre la existencia en esta época (Trías) de un punto triple en la zona de Valencia-Castellón en el que convergían la cuenca Ibérica y la Bética. El proceso de doming pudo iniciarse en el Pérmico, y la primera sedimentación, discordante sobre dicho Pérmico es característica de la primera fase de evolución de un aulacógeno (series elásticas rojas de carácter fluvial). El proceso de estiramiento cortical y fracturación se incrementa durante el Trías y en el Keuper tiene lugar el ascenso de magmas basálticos (ofitas) y la deposición de evaporitas. (ALVARADO, 1983).

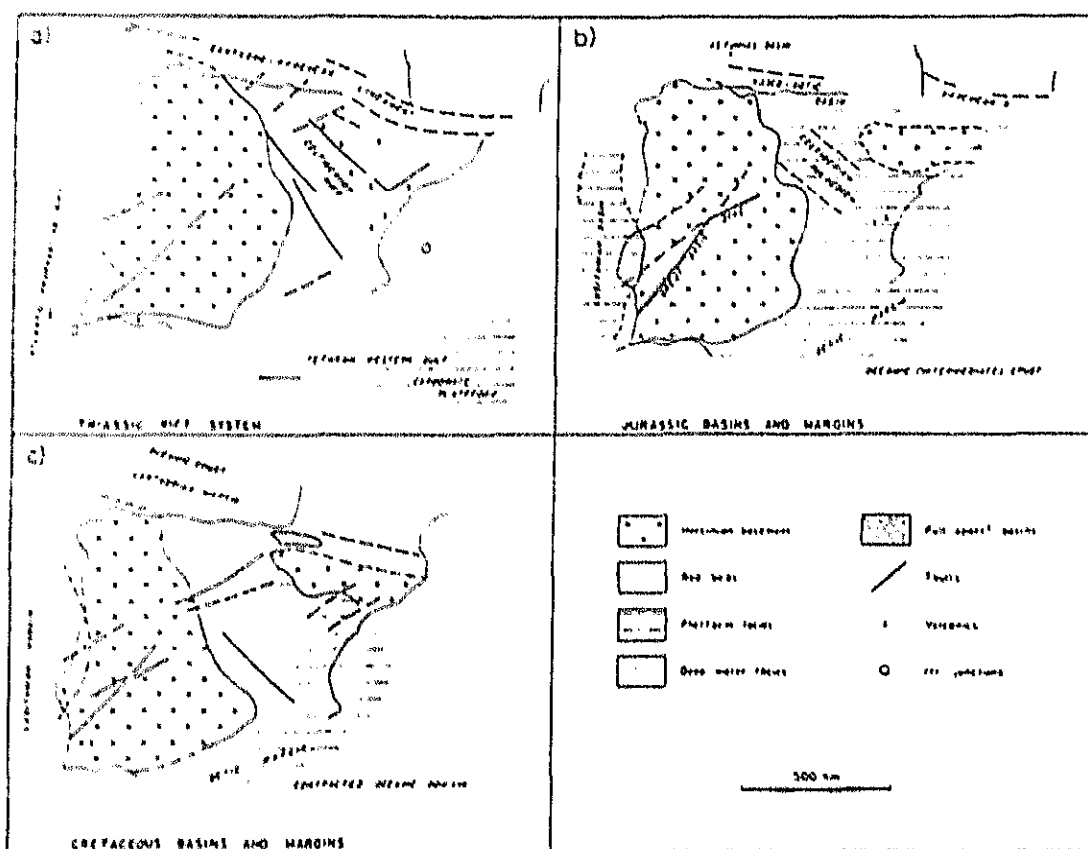
En toda esta etapa mesozoica distensiva, la sedimentación en los bordes de la placa Ibérica estuvo condicionada por los desgarres tardihercínicos, que jugando generalmente de forma normal formaron un sistema de surcos y umbrales compartimentados, los cuales condicionaron la subsecuente sedimentación. Según CAPOTE (1979) a comienzos del Trias, en el Buntsandstein, la sedimentación varía de potencia en función de estos bloques individualizados por los desgarres tardihercínicos y CANEROT, (1979, 1983, 1985), propone un esquema de evolución geodinámica para la Cordillera Ibérica basado en este sistema de bloques.



A



B



C

FIG. n° 12. Puntos triples y sistema de Rifts durante el Triásico.

(In VEGAS y BANDA, 1982, pp. 325 y 327)

I) A1: Atlántico. T1: Tethys. CC: Continente Cínmerico. AP: Promontorio Africano. IB: Placa Ibérica.

II) Sistema de rifts desarrollado durante el Trias alrededor de la Península.

III) Evolución esquemática del sistema de rifts durante el Mesozoico.

Para la zona meridional, JEREZ, (1982) indica que las series Jurásicas y Cretácicas del Bloque Valenciano son más ricas en terrígenos silíceos debido a la proximidad del "Umbral Valenciano" (de AZEMA et al. 1979) situado al E.

Entre Iberia y África existiría a comienzos del Jurásico una zona de cizalla que correspondería a un sistema transformante prolongándose hasta los Alpes (VEGAS y BANDA, 1982; VEGAS y MUÑOZ 1984) y cuyo juego produce un desplazamiento estimado en 2.000 Km. (DEWEY et al. 1973).

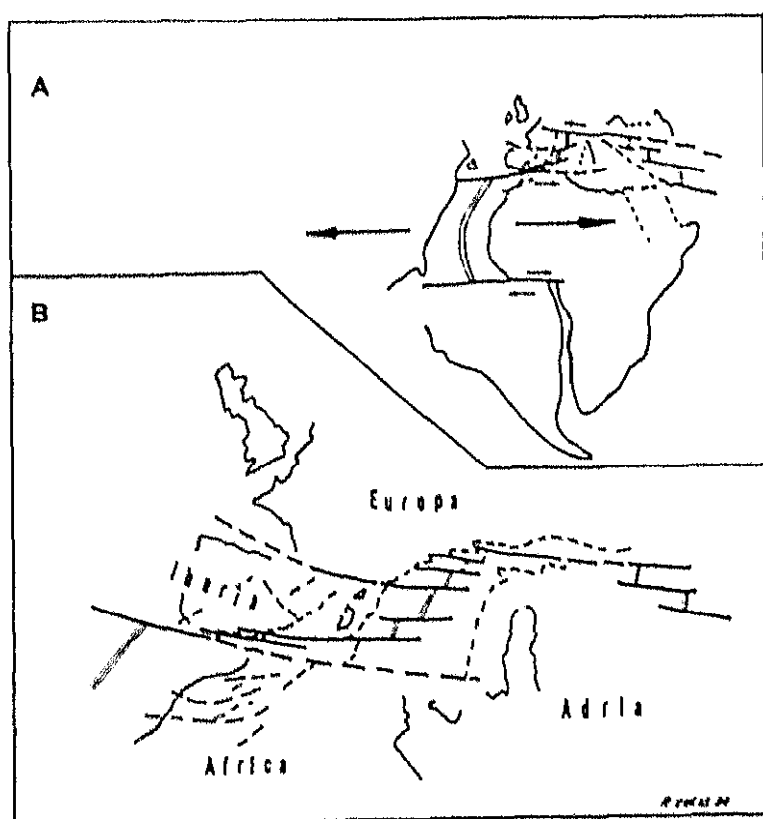


FIG. nº 13. Esquema de la zona transformante entre Iberia y África en el Jurásico.
(In VEGAS, 1985, pp. 203)
A: Relación entre el Atlántico Central y las zonas de extensión del Tethys.
B: Relación entre las áreas tensionales alpinas e ibero-magrebíes.
(cf. VEGAS y MUÑOZ, 1984)

De alguna manera, el surco atlántico penetra entre Italia e Iberia, originando la cuenca Ligúrica o Prototirrénica. (ALVARADO, 1983), en la cual se formaría una corteza oceánica que separase la placa Ibérica de la placa de Apulia. (DEWEY et al. 1973, BIJU DUVAL 1976). Esta distensión da lugar a la subsidencia en el aulacógeno Ibérico y a la formación de una cuenca de sedimentación en el borde N de la zona transformante (VEGAS y MUÑOZ 1984), el margen Bético.

En el Jurásico inf., debido a la apertura del Océano Atlántico, África se separa de América con un giro primero levógiro y después dextro respecto a Europa, lo que da como resultado primero la descompresión, y al cambiar el giro, la compresión de la placa Ibérica. TAPPONNIER, (1977), no cree necesario ese cambio de giro en el Cretácico-Terciario para iniciar la etapa compresiva, aunque también propone, para el Jurásico superior, un período de compresión que frena el desplazamiento sinistro. Esto es coherente con el hecho de que es durante esa época cuando la parte occidental del aulacógeno Ibérico emerge y en el borde oriental de Iberia se establece una amplia plataforma de sedimentación calcárea que comunica con el Tethys.

Independientemente del sentido del giro, el resultado es que se produce un estiramiento con adelgazamiento cortical. CAPOTE, (1983), considera que en la corteza inferior el adelgazamiento pudo ser absorbido por deformación dúctil, pero en la corteza superior funcionó una tectónica de bloques fallados por el rejuego de las antiguas fracturas tardihercínicas, lo que determinó una subsidencia diferencial (CANEROT, 1983, 1985). Las fracturas tardihercínicas de dirección NE-SO y cercanas jugaron como normales con el bloque meridional hundido, lo que permitió que las series mesozoicas aumenten su potencia (en términos generales) hacia el SE. Todo ello permitió la generación y ascensión de magmas basálticos: ofitas del Keuper, vulcanismos básicos del Jurásico en La Ibérica y en las Béticas. (BRINKMANN 1948, FONTBOTÉ y QUINTERO 1960, GAUTIER 1968, ORTÍ CABO y SAN FELÍU 1971, GOMEZ et al. 1973, etc.)

Según CANEROT y CAPOTE, (1987), las cuencas triásicas y jurásicas pueden ser consideradas como situadas sobre una "zona móvil de desgarre", con movimiento regional levógiro N-S a NO-SE, del que son un eco los basculamientos al NO y SE.

Durante el Jurásico se instaló, en el SO europeo, una gran plataforma continental estable (exceptuando los tránsitos Lias-Dogger y Dogger-Malm). (GOY y SUAREZ VEGA, 1983). Esta zona separaba los bloques del Macizo Central francés y de la Meseta española, entre el Océano Ligur y el naciente Atlántico. (CANEROT, 1985).

En el Lias, en la zona Subbética se da una fracturación acompañada de coladas volcánicas fisurales. En el Malm (Kimmeridgense), en el borde S del Macizo Ibérico existe un sistema de surcos y umbrales que más al S se transforman en un talud con acumulaciones de sedimentos tipo flysch.

En el paso del Malm al Cretácico inferior, las fracturas tardihercínicas vuelven a rejugar y activar el sistema de bloques.

En el Cretácico sup., Iberia se separa de América, se abre el golfo de Vizcaya y un mar profundo separa la placa Ibérica de Aquitania (Europa), comunicando el Atlántico con el Tethys. (LAUBSCHER y BERNOUILLI, 1977; VERA, 1981; ALVARADO, 1983). En este momento la placa Ibérica se ha convertido prácticamente en una isla de forma groseramente rectangular limitada por un borde pasivo al Oeste, un mar profundo (¿fosa tectónica? ¿falla de transformación?) al Norte, una gran falla transformante al Sur, una profunda cuenca de sedimentación al Sureste y un aulacógeno al E y NE. (entendiendo los puntos cardinales en la situación actual).

Para otros autores (BAENA y JEREZ, 1980; JEREZ, 1982), esta comunicación entre el Atlántico y el Tethys no habría existido, y el margen continental europeo enlazaría por el oeste con el margen continental africano.

La etapa marina del aulacógeno Ibérico finaliza con la regresión Senonense. Aquí termina esta larga etapa de distensión y comienza una compresión en todo el N del Mediterráneo occidental.

II. 2. 3) ETAPA ALPINA.

La orogenia Alpina abarca, en la Península, desde las primeras compresiones del Cretácico sup. hasta la época actual. Durante este período, la evolución de la región mediterránea es sumamente compleja, y existe gran dificultad en coordinar los numerosos estudios realizados para elaborar hipótesis pausibles y coherentes con todos ellos.

Comienza esta etapa cuando el movimiento transcurrente relativo de África y Europa se transforma en convergente de dirección N-S o NNE-SSO (según los autores). La deformación se concentró en las zonas donde se había producido adelgazamiento litosférico (VEGAS, 1985). El Margen Bético deviene compresivo y se inicia el plegamiento de las series mesozoicas y la sedimentación molásica. El zócalo rígido se acortó en el SE peninsular, en base a las discontinuidades preexistentes (DEWEY et al. 1973). La fracturas NE-SO jugaron entonces como inversas y no desarrollaron un gran salto debido a la verticalidad del plano de fractura (ALVARO, M. et al. 1975); sin embargo, las de dirección NO-SE, que formaban ángulo agudo con la dirección de los esfuerzos, actuaron como fallas en dirección, permitiendo un acortamiento de cierta magnitud.

Las deformaciones litosféricas fueron controladas por la estructura heredada de la previa fase de rifting; Durante el Mesozoico la litosfera altera significativamente su estructura geométrica y mecánica, lo que influye y condiciona las subsecuentes convergencias tectónicas. (PEPER, T. and CLOETINGH, S. 1992).

Una hipótesis globalizante de la cadena alpina es la de TAPPONNIER (1977), que supone que África, choca con Europa mediante dos promontorios, Italia y Arabia que se incrustan en ella, lo que provoca su simetría.

En lo que respecta al borde sur y suroriental de la placa Ibérica, la tectónica es compleja debido a la existencia de diversas zonas débiles heredadas de la distensión mesozoica (VEGAS, 1985). Los datos e hipótesis son muchos y variados, casi tantos como los problemas de interpretación.

OLIVET et al. (1973) sitúan la creación de la fosa de Alborán en la fase compresiva miocena.

ARAÑA y VEGAS (1974) indican la existencia de un margen activo al SE del Cratón Ibérico, con subducción de corteza oceánica al E del meridiano de Málaga, durante la compresión del Cretácico superior - Oligoceno; según estos autores, pudo existir durante el Mioceno medio y al E de Málaga, un plano de Benioff buzante al N.

MAUFFRET et al. (1978) indican una posible fase de abombamiento térmico (doming) en el Oligoceno inf. y med. en el golfo de Valencia, que prepara la creación de fosas (rifting) al final del Oligoceno (coinciden con BIJU-DUVAL et al. 1978) y la posterior apertura de la cuenca Nordbaleárica en el Aquitaniense.

VEGAS y MUÑOZ (1984) creen que la microplaca de Alborán podría ser un "ribbon-continent" que formaría una zona somera o incluso emergida, constituyendo un umbral alargado que cerraría el surco Bético por el S.

VEGAS (1985) supone que la convergencia de África, Iberia y Alborán se resuelve en el S en una tectónica de mantos que llegan a implicar terrenos del borde africano, y en el E en el acortamiento de la zona de adelgazamiento intraplaca que constituía el aulacógeno Ibérico.

FONTBOTÉ et. al. (1990) opinan que durante el Mioceno inferior un proceso de rifting provocó un adelgazamiento generalizado en el área del surco de Valencia. Esta etapa de rifting Oligoceno-Aquitaniense es coetánea en Valencia, Lyon, y en todas las zonas de rifts del Oeste Europeo, lo que puede implicar una relación causal para toda Europa. (PEPER y CLOETINGH, 1992).

Un problema relacionado es el momento de la apertura del estrecho de Gibraltar y la existencia o no de los surcos Bético y Rifeño. En efecto, para VERA (1981) y otros autores, en el Mioceno superior se cerró la comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo, que entonces se efectuaba por dichos surcos (según MONTADERT et al.

1978, la apertura del estrecho de Gibraltar en un hecho reciente), provocando la crisis de salinidad del Messiniense inferior. (Para CALVO et al. 1978, el cierre del estrecho Nordbético se realizaría un poco antes, en el Tortoniense inf., coincidiendo con la última fase de compresión del Prebético Externo (CROESE 1982). Pero JEREZ MIR (1982, 1984), considera que la primera comunicación que se estableció entre el Atlántico y el Mediterráneo tuvo lugar en el Plioceno, al hundirse el enlace entre Iberia y África (parecido al actual de Centroamérica). ANDRIEUX et al. (1971) proponen la existencia de la subplaca de Alborán para explicar la estructura del arco de Gibraltar. De cualquier forma, conocidos los datos de las prospecciones marinas del proyecto J.O.I.D.E.S., todos coinciden en que, acabada la etapa regresiva del Mioceno (crisis salina del Messiniense), vuelve la transgresión en el Plioceno, al restablecerse o iniciarse la comunicación con el Atlántico mediante el estrecho de Gibraltar.

Tras la etapa compresiva actúa, sin solución de continuidad, una etapa distensiva, que provoca, entre otras cosas, la formación del Golfo de León, el Golfo de Valencia y el Mar de Alborán. En este momento se dan simultáneamente procesos distensivos en el Levante y deformaciones por compresión en las Béticas y la Cordillera Ibérica. (VEGAS, 1985)

Después de la distensión Tortoniense-Plioceno comienza una etapa compresiva en el Cuaternario inf., que provoca un acortamiento NNO-SSE en todo el arco de Gibraltar. (Para BOUSQUET, 1976, este movimiento presenta las características de una colisión continental.). Muchas fallas normales anteriores rejuegan como inversas o con movimientos de desgarre.

En el E y SE de la Península, esta última etapa tectónica se manifiesta mediante fallas tensionales, con subsidencia de bloques activa. (CARBO, 1982)

GOY y ZAZO (1975) indican que estos movimientos pliocuaternarios afectan a los depósitos del "Ovalo de Valencia".

El vulcanismo básico de las Columbretes y de Cofrentes parece corresponderse con la tectónica distensiva pliocuaternaria, indicando Columbretes el centro del Rift y Cofrentes el borde (MARTÍ, 1982).

El problema está en que a partir del Mioceno medio se instala un proceso de rifting en la cuenca de Valencia, (ANCOECHEA et al. (1984) dicen que es una zona distensiva activa desde el MIOCENO...), bien con la reactivación del rift que surge en el Triásico (VEGAS y BANDA, 1982), bien con la apertura de otro distinto, aunque cercano. Columbretes sería el centro del Rift y Cofrentes el borde. (MARTÍ et al. 1982)

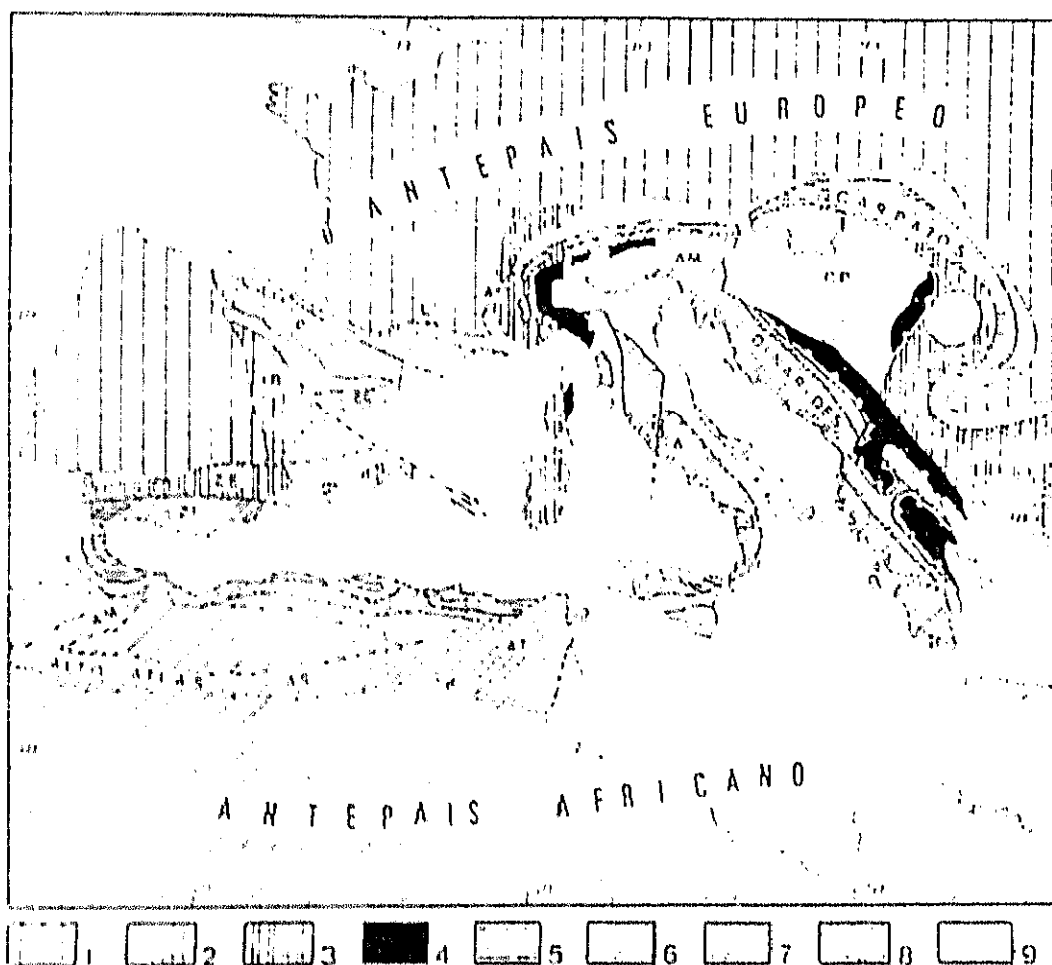


FIG. nº 14. Esquema de los dominios alpinos mediterráneos.

(Modificado de RICON et al. 1986) In VERA, 1988, pp. 377.

CONTINENTE EUROPEO: 1) Antepaís. 2) Cadenas intracontinentales. 3) Margen tectónico.

TETHYS: 4) Mantos ofiolíticos. 5) Mantos de flysch.

CONTINENTE AFRICANO: 6) Antepaís. 7) Cadenas intracontinentales. 8) Margen tectónico. 9) Depresiones postorogénicas

Abreviaturas: ZE: Zonas externas de las cord. Béticas. ZI: Zonas internas. IB: Cordillera Ibérica. CC: Cordillera Costero-catalana. P: Pirineo. L: Languedoc. AO: Alpes occid. AM: Alpes merid. J: Jura. CP: Cuenca Panónica. AM: Atlas medio. AS: Atlas Sahariano. AT: Atlas Tunecino. A: Apeninos.

II. 3) GRANDES UNIDADES GEOLOGICAS en el área de investigación.

La zona objeto de estudio comprende parcialmente dos zonas de influencia no muy claramente diferenciadas, como son:

- a) Al N el extremo meridional del Sistema Ibérico.
- b) Al S el Prebético de la Cordillera Bética (y un poco del Subbético).

Es de destacar que los dos ámbitos corresponden al dominio alpino español, el cual constituye el extremo occidental de las formaciones alpinas europeas. En él se realiza también la unión de las Cordilleras Alpinas Europeas con las Nordafricanas

Nuestro estudio se centra en la unión entre los dos, que al NO aparece cubierta por los materiales terciarios de la Llanura de La Mancha, y cuya interrelación no es sencillo determinar.

Analizaremos seguidamente las características de las dos unidades citadas:

II. 3. 1) Cordillera Ibérica. Rasgos más importantes.

La Cordillera Ibérica (o Sistema Celtibérico, como antiguamente se le denominaba) constituye un conjunto montañoso plegado que se extiende a lo largo de aproximadamente 400 Km., desde La Bureba (Burgos), hasta la depresión costera Valenciana. Limita al Norte con la depresión terciaria del Ebro; al Oeste se superpone al zócalo paleozoico del Sistema Central y es, a su vez, fosilizada por los materiales terciarios de las depresiones del Duero y Tajo. Al Sur conecta con las cordilleras Béticas y al Este con la Cordillera Costero Catalana y el Mar Mediterráneo.

Aparece dividida en dos ramas paralelas de dirección general NO-SE: al NE la rama Externa, Nororiental, Aragonesa o Cadena Ibérica (Sierra de la Demanda-Maestrazgo) y al SO la rama Interna, Suroccidental, Castellana o Cadena Hespérica (Guadarrama-Valencia). Entre las dos Ramas se encuentra una depresión, la Cuenca de Almazán (la antigua Depresión Bilbilitano-Turolense) que diversos autores (SOLE, 1952, JULIVERT 1954, RIBA, 1959 y posteriores) han calificado como fosa tectónica.

Según BAENA y JEREZ MIR, 1982, la rama Castellana es el equivalente lateral del Prebético Externo de las sierras de Cazorla, Segura y Alcaraz; entre las dos cordilleras, en la "plataforma exterior" común jurásica y cretácica, la principal diferencia estriba en el grado de dolomitización, el cual es un carácter secundario postsedimentario.

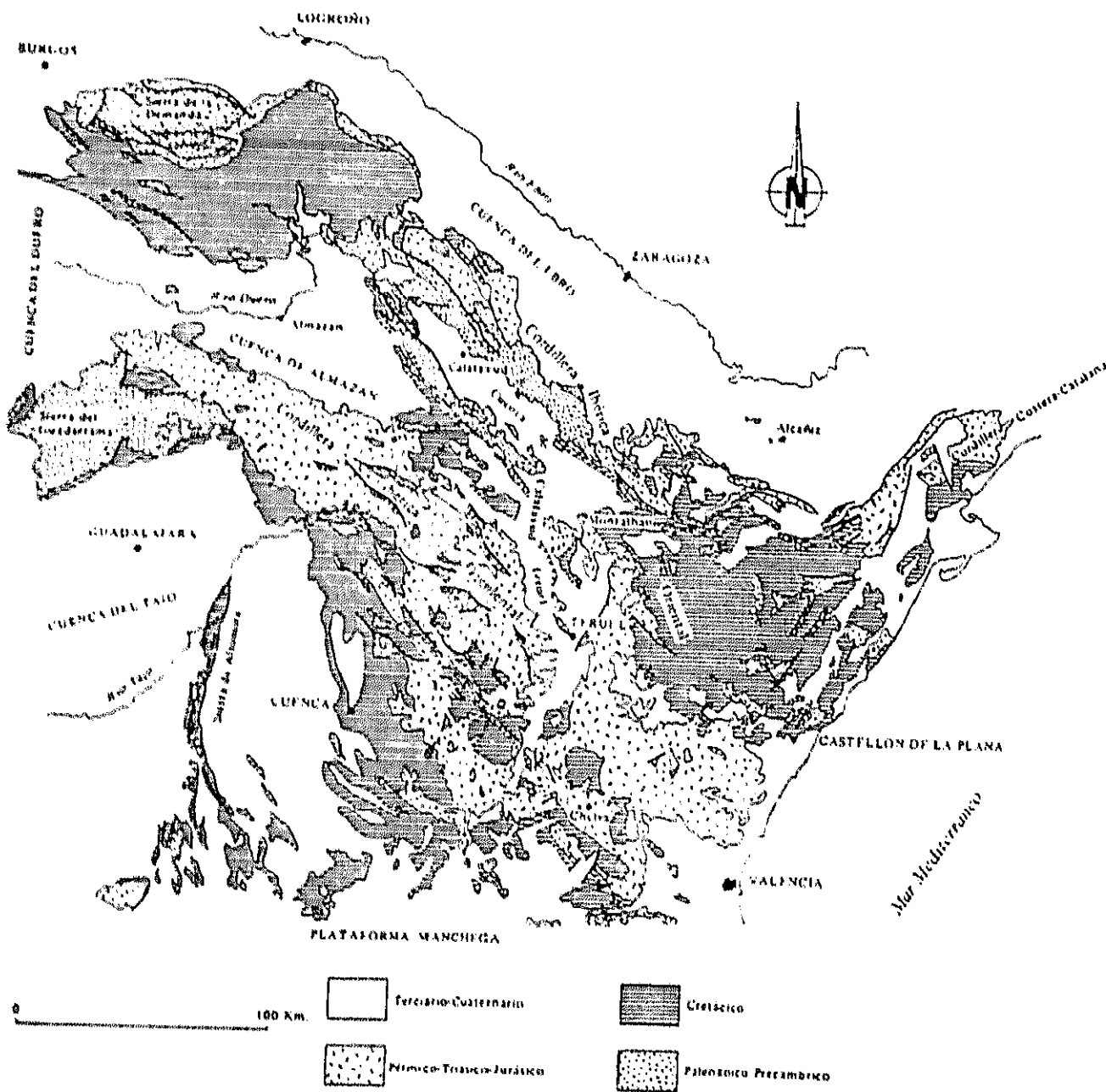


FIG. nº 15. Mapa esquemático de la Cordillera Ibérica basado en el Mapa Geológico de España E. 1:1.000.000 (I.G.M.E. 1981). In CAPOTE y LODEIRO, 1983, pp. 514.

La rama Valenciana sería la parte noroccidental del Prebético Externo meridional, el cual, hacia el Este se prolonga en el Bloque Valenciano. Estas tres zonas conformaban un área paleogeográfica común, a la que las etapas de deformación alpina marcaron con directrices estructurales diferentes.

En la estructura actual de la cadena pueden observarse elementos de los dos ciclos orogénicos (GUTIERREZ ELORZA y PEÑA MONNÉ, 1989):

A) El ciclo Hercínico, con potentes depósitos marinos detríticos, con poca actividad magmática y débil metamorfismo. En la etapa de fracturación final del ciclo aparecen grandes fallas en dirección (NO y NE, principalmente), cuyo juego posterior va a compartimentar en bloques la cadena y a condicionar la sedimentación del siguiente ciclo. Los materiales paleozoicos pertenecen a la zona "*Asturoccidental-Leonesa*" (LOTZE, 1945).

B) El ciclo Alpino, cuyos depósitos son continentales y marinos someros fundamentalmente, aumentando de profundidad hacia el SE. Estos depósitos se adaptan al zócalo hercínico, articulado en bloques por las fracturas tardihercínicas, y sufren despegues apoyados en los materiales plásticos Triásicos.

Esta estructura fue plegada en varias fases, una preestampiense y otra postestampiense-premiocena, que fue la más importante (RIBA et al. 1973, PARDO et al. 1981). JULIVERT et al. (1974) la han considerado como un ejemplo de cordillera de tipo intermedio entre las cadenas alpinas y las áreas de plataforma, en la cual ni el estilo tectónico ni la evolución sedimentaria son los propios de una cordillera de tipo alpino (RICHTER y TEICHMULLER, 1933). Es una cordillera de zócalo y cobertera, carente de metamorfismo (GUTIERREZ ELORZA, M. 1989), en la que el estilo estructural está condicionado por la fracturación tardihercínica, que compartimenta la zona en bloques durante la etapa de relleno y los niveles del Keuper y (menos) del Muschelkalk medio, que actúan como niveles de despegue entre el zócalo y la cobertera.

En su parte más meridional, que es la que afecta a nuestra zona, está compuesta casi exclusivamente por materiales mesozoicos y su extremo SE termina en la depresión Valenciana, que coincide con la cabecera del valle submarino "Canal de Valencia" (MAUFFRET, 1973, RIBA, 1981). CANEROT y CAPOTE (1987) la prolongan más hacia el S, en el conjunto que denomina Confines Ibérico-Béticos, donde se realiza la transición con el orógeno Bético.

La cadena presenta hoy deformaciones (abombamientos) de gran radio y fracturaciones que desnivelan grandes bloques.

P. VIALARD desarrolla, a lo largo de varios trabajos (1973, 1977, 1979, 1980, 1982, 1983, 1985, 1989, entre otros), la idea de que la Cordillera Ibérica representa una zona de cizallamiento intracontinental limitado por tres grandes fallas: La Nord-ibérica (o falla del Ebro), la Medio-ibérica y la Sud-ibérica (o Mancha baja - Júcar). El funcionamiento del sistema es mediante una deformación rotacional durante el Mesozoico e incluso durante el Terciario, que provoca pliegues y cabalgamientos con un desplazamiento máximo de 10 Km.

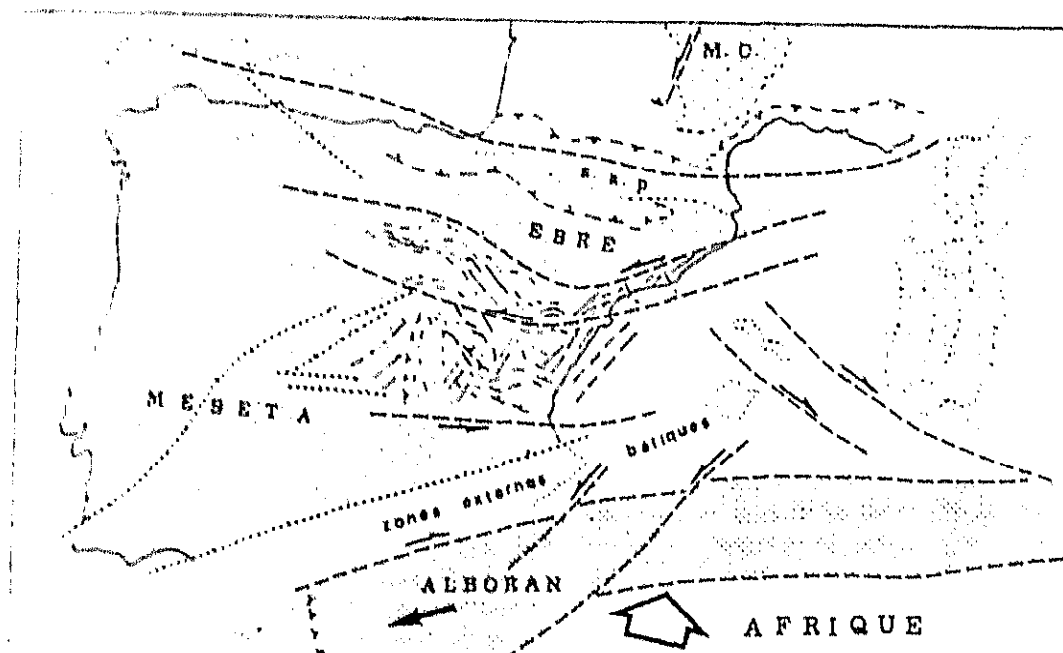


FIG. nº 16. Esquema tectónico de Iberia durante el Oligoceno Terminal según la hipótesis de Viallard. In VIALARD, 1985.

J. CANEROT, durante la década pasada, (1979, 1981, 1983, 1985, 1987, 1989), ha desarrollado otra hipótesis sobre la formación de esta cordillera basada casi exclusivamente en el control efectuado por dos sistemas de fracturas profundas (N 60 y N 140) que han jugado primero como N 140 desgarre sinistro y N 60 desgarre dextro durante la estructuración de la cuenca y después inversamente, como N 140 desgarre dextro y N 60 desgarre sinistro, durante la compresión terciaria.

Esta hipótesis es incompatible (como él mismo dice, CANEROT, 1983, pp. 434) con la existencia de grandes fallas dúctiles, como la falla Nordibérica de VIALARD (1980).

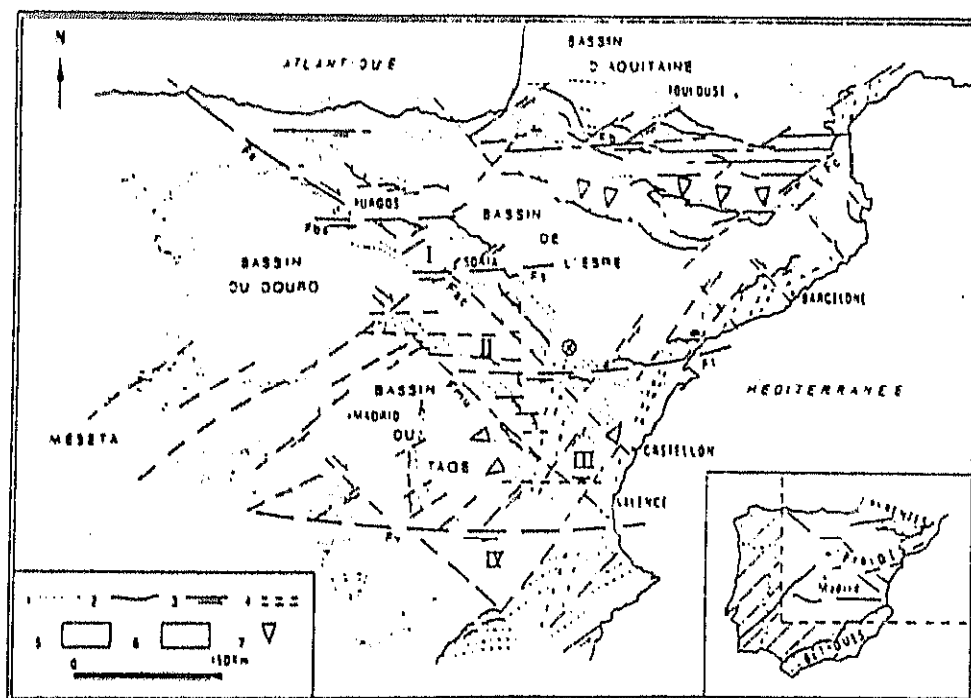


FIG. nº 17. Esquema tectónico del NE de la península Ibérica según la hipótesis de Canerot. in CANEROT, 1983.

Su desarrollo histórico se puede centrar en tres períodos esenciales (CANEROT (1983, 1985):

1.- Período Preorogénico (Pérmico-Senonense). Donde se crea y evoluciona, en dirección Ibérica, un margen de desgarre del Tethys occidental. Es una época de distensión moderada acompañada de desgarres. Aparecen ya las direcciones N 140 (mayores) dextrógiras y las N 60 (menores) levógiras. El período termina con la instalación en toda la zona (Albense sup.) de una amplia plataforma carbonatada.

2.- Período Tectorogénico (Eoceno-Mioceno inf.). Al final del Cretácico se inicia la compresión debido al cambio de sentido del movimiento relativo de las placas Africana y Euroasiática., que pasa a ser de aproximación NNE-SSO. La compresión es relativamente moderada al ser una depresión continental, pero intensa en comparación con otras cuencas de tipo aulacógeno.

Este hecho es debido a su situación, entre dos zonas móviles compresivas, la Bética al Sur y la Pirenaica al N, y se resuelve mediante plegamiento y cabalgamientos, algunos de 6 Km, con un engrosamiento cortical del orden de los 3 Km. En el Oligoceno sup. aparece un eizallamiento sinistro O-E que induce el plegamiento general de la cobertera con directrices N 140 (pliegues ibéricos). Durante el Mioceno las épocas distensivas favorecen las extrusiones diapíricas del Triásico a favor de las antiguas fracturas 60 y 140.

3.- Período Postorogénico (Mioceno sup. o Plioceno - Cuaternario). Se da una distensión general asociada al rifting de la Cuenca de Valencia y que origina un sistema de fosas y semifosas de dirección NNE-SSO.

ALVARO, CAPOTE y VEGAS propusieron en 1981 un modelo de evolución geotectónica para esta cadena basándose en ideas de deformación intraplacas. Para estos autores la cadena es un aulacógeno que se comienza a formar en la etapa tensional del Triásico inferior (en el Trías superior se incrementó el proceso de distensión cortical y se emplazaron magmas basálticos, preferentemente en el margen bético.) y finaliza al iniciarse la etapa compresiva del Cretácico superior. El ciclo se cierra con la etapa molásica terciaria. Esta depresión quedaba limitada al SO por el macizo Ibérico, que la separaba de la costa. Estos autores, y posteriormente CAPOTE (1983), siguiendo las ideas de HOFFMAN et al. (1974), cita cuatro fases evolutivas en la formación de la cordillera:

1ª.- Formación de grabens: Triásico inf.-med., (estamos en la etapa de estiramiento cortical ya descrito). La cuenca sedimentaria se inicia según grabens de dirección NO-SE que aparecen relacionados con las fracturas tardihercénicas que ahora juegan como normales. BURKE y DEWEY (1973) indican su pertenencia a una unión triple tipo "rrr", con un posible "hot-spot" en la región de Valencia-Castellón.

La sedimentación durante esta época es de carácter fluvial, con aportes a un mar de aguas someras (facies clásticas rojas del Buntsandstein) con ocasionales aportes

químicos, sufriendo finalmente una transgresión al comenzar el hundimiento de la cuenca por el SE (sedimentación carbonatada del Muschelkalk).

- 2ª.- Etapa intermedia o de transición: Triásico sup. prosigue el estiramiento cortical, por lo que aparecen emisiones de magmas basálticos asociados a las fracturaciones y surcos más subsidentes.

La sedimentación pasa a ser arcillosa y aparecen las primeras manifestaciones volcánicas básicas, más abundantes cuanto más al SE. En esta época se produce una deposición evaporítica (Keuper) que se extiende también por toda la zona de plataforma continental del margen Bético.

- 3ª.- Flexura: Jurásico-Cretácico: La sedimentación es caliza y margosa; comienza con una extensa plataforma carbonatada y finaliza con el Jurásico en forma regresiva. Es la época de mayor estiramiento cortical, lo que provoca las emisiones basálticas de la zona de Valencia-Castellón (GOMEZ et al. 1976), que evidencian la actividad del punto caliente.

Presenta esta etapa un período intermedio de perturbaciones, el Cretácico Inferior (en el que, al reactivarse las fallas tardihercínicas debido al giro de la Península, se detectan etapas de tectónica de bloques, que generan un sistema de surcos y umbrales, con zonas emergidas, lo que condiciona la sedimentación. Esta se vuelve de tipo lagunar y deltaico en su zona NO, manteniéndose la plataforma carbonatada al SE. En el Cenomanense -Turonense se dan de nuevo fuertes transgresiones.

- 4ª.- Etapa compresiva: está condicionada por la actividad de las dos áreas móviles que la limitan: Las Béticas y Los Pirineos, cuya actividad durante el Terciario pliega los sedimentos del aulacógeno.

En el Oligoceno la compresión es bilateral, originando estructuras transversales NE-SO (las más importantes), longitudinales NO-SE y de interferencia.

En el Mioceno se diferencian las dos unidades limitadas por la Falla Hespérica.

La Fosa de Teruel:

Antiguamente conocida como "depresión longitudinal Ibérica", esta estructura está definida entre Perales de Alfambra y Mira, y con una extensión superior a los 200 Km. se interpone entre Calatayud y Teruel-Ademuz, en dirección NNE-SSO (oblicua a los pliegues ibéricos). Presenta tres tramos principales, de los cuales, el más meridional se extiende durante 70 Km. desde Alfambra a Ademuz. Consiste en cinco cubetas

(Alfambra, Teruel, Ademuz, Moya y Mira) conectadas por corredores más estrechos y limitadas al E por fallas de hundimiento. (MOISSENET, 1988). Sus materiales son principalmente depósitos continentales del Neógeno, y se encuentran afectados por dislocaciones cuaternarias.

Geológicamente es una fosa tectónica originada por las fases distensivas de la orogénia alpina, posteriores a la formación de la Penillanura fundamental (SIMON, 1983) y, según MOISSENET, (1984), por el efecto de fallas de extensión NNE-SSO, posteriores a la tectogénesis finioliocena. Se inicia en la fase sálica (CANEROT, 1974, considera que es fruto de la distensión aquitaniense.) y se define durante el Mioceno y el Plioceno. Su formación coincide con el proceso de rifting que origina la Cuenca de Valencia. (SIMON, 1983).

Su prolongación hacia el S, salvando las barreras de Las Sierras de Javalambre, Mira y Martes, es lo que VEGAS (1992) denomina "lineamiento Almansa-Requena", que en nuestra zona queda marcado por los alineamientos diapíricos que se extienden desde Cofrentes hasta Montealegre del Castillo, con un importante salto en la zona de Alpera-Almansa

II. 3. 2) Cordilleras Béticas. Rasgos más importantes.

Las Cordilleras Béticas (el plural proviene de su disposición geográfica en unidades montañosas más o menos separadas de las adyacentes) constituyen una banda de unos 200 Km. de anchura por 600 de longitud, que con dirección ENE-OSO, se extiende entre Valencia y Cádiz, formando parte de una cadena mayor que se curva en el arco de Gibraltar y prosigue por el N de África. Hacia levante se prolonga bajo el mar hasta reaparecer en las Islas Baleares. Este conjunto constituye la parte más occidental del sistema orogénico mediterráneo alpino.

El rumbo general de las estructuras es NE-SO, y su vergencia hacia el N. Queda separada del Macizo Hespérico por la depresión del Guadalquivir, que se prolonga desde la Sierra del Segura hasta Cádiz. Al NE sus límites no están claros (GUTIERREZ ELORZA, 1989), pues enlaza sin transición con la cobertera mesozoica de la Cordillera Ibérica desde Cullera (Valencia) hasta cerca de Alcaraz (Albacete).

Presenta tres sistemas fundamentales de fracturas (GOY y ZAZO, 1989):

N 70° - 100° : son las fracturas mayores y más importantes: falla del Guadalquivir, falla de Crevillente.

N 120° - 150°: de menor recorrido pero muy abundantes.

N10° - 50°: numerosas fracturas de pequeño tamaño.

La división de la Cordillera Bética en grandes unidades geológicas se basa en criterios paleogeográficos y estructurales. Es ya clásica la división propuesta por BLUMENTHAL (1927) en Prebético, Subbético y Bético, la cual no ha sido modificada, todo lo más completada y matizada, entre otros, por FALLOT (1948).

Modernamente se distinguen en ella dos grandes conjuntos (DURAND DELGA, 1969). Desde el borde N hacia el S se diferencian:

"ZONAS EXTERNAS" formadas principalmente por materiales sedimentarios depositados en el margen meridional de la Placa Ibérica, entre el Triásico (cuando se individualiza) y el Mioceno inf.-med. (cuando se deforman y emergen) (GARCIA HERNANDEZ et al. 1980) y que comprenden el Prebético y el Subbético.

"ZONAS INTERNAS", (equivalente a la Zona Bética de FALLOT, 1948) formadas por materiales pertenecientes probablemente a dominios de la Placa Africana o de la microplaca (o bloque) de Alborán (ANDRIEUX et al. 1971), que según admiten casi todos los autores, debía ocupar posiciones mucho más orientales que la actual.

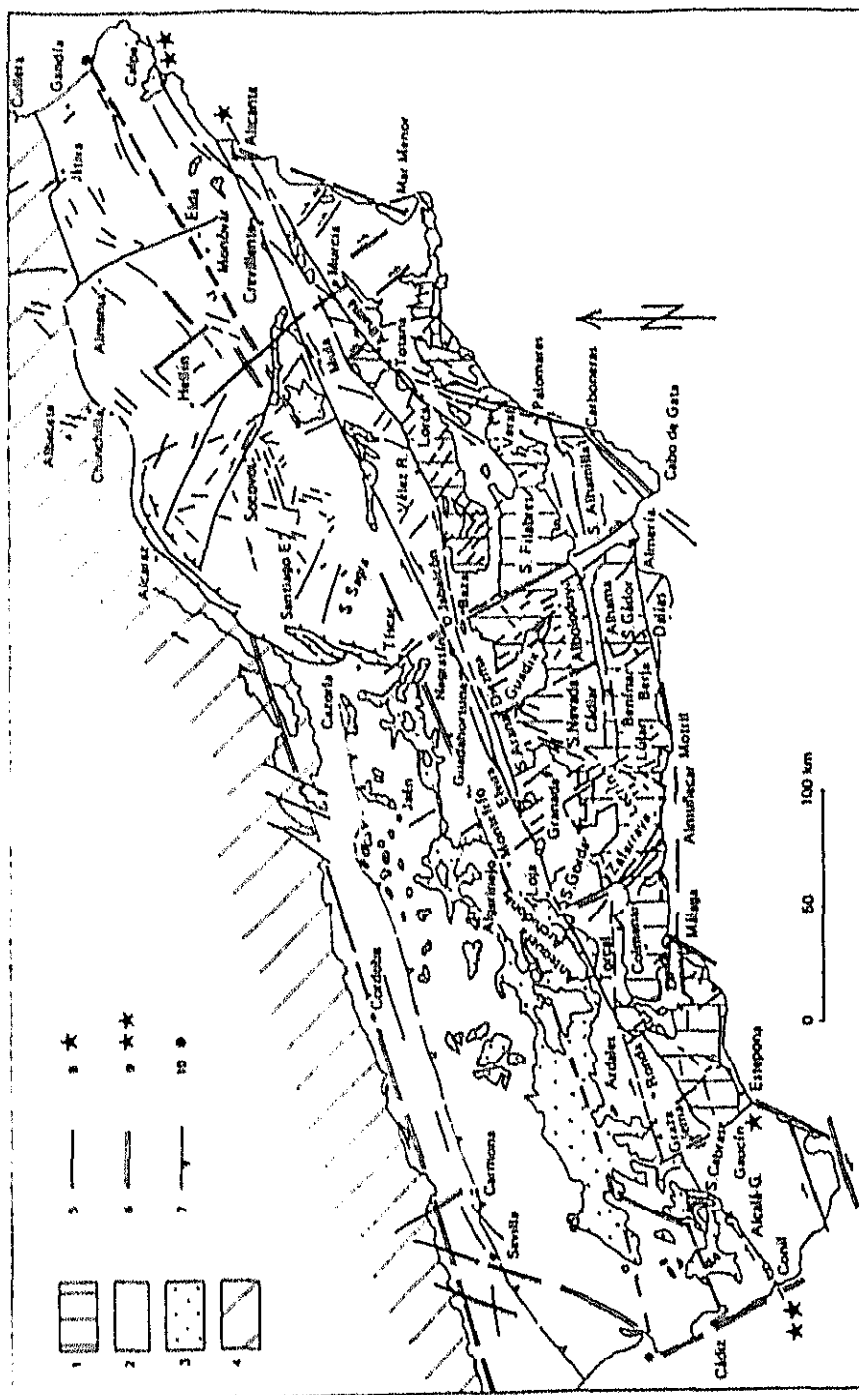


FIG. nº 18. Esquema simplificado de las principales fracturas de las Cordilleras Béticas. In SANZ DE GALDEANO, 1983, pp. 470.

Leyenda: 1: Zonas Internas. 2: Zonas Externas. 3: Trias Germano-andaluz del Subbético. 4: Materiales de la Meseta y de la Cordillera Ibérica. 5: Fallas. 6: Fracturas probables. 7: Límite deslizamientos en la depresión del Guadalquivir. 8: Extremos del contacto zonas Internas-Externas. 9: Extremos del accidente Cádiz-Alicante. 10: Extremos de otro posible accidente.

En la cuenca Bética se diferenciaron dominios paleogeográficos en franjas alargadas dispuestas más o menos paralelas al margen continental. Su secuencia, de N a S, o, también, de costa a mar abierto, o, si se prefiere, de parte externa a parte interna de la cordillera, es la siguiente (VERA et al. 1982, BAENA PÉREZ y JEREZ MIR 1982, FONTBOTÉ y VERA 1983):

1.- El ambiente más marginal (Zona Prebética s.s.) en condiciones de plataforma carbonatada, con episodios continentales.

2.- Las Unidades Intermedias, correspondientes a un talud bastante somero y a los sedimentos asociados a él.

3.- Ambientes distales (Zona Subbética) donde coexisten fosas y umbrales, asimilable a un margen continental pasivo.

4.- Ambientes internos (Béticas), donde, sobre corteza continental adelgazada, o quizás sobre corteza oceánica, se depositan sedimentos de mar profundo (serían ya las zonas internas de la cordillera).

Esta diferenciación en dominios paleogeográficos tuvo lugar durante la fase de fracturación del Lías medio (-180 m.a.) (GARCÍA HERNÁNDEZ et al. 1976; HERMES, 1978; AZEMA et al. 1979; VERA, 1983), que probablemente sería el comienzo de un proceso de rifting (VERA, 1988). El análisis cuantitativo de la subsidencia demuestra (PEPER y CLOETINGH, 1992) que los sedimentos mesozoicos del E de las Cordilleras fueron depositados en una subsidencia termal, un margen de Rift. El posicionamiento de las Zonas Internas sobre las Zonas Externas se produjo debido a la migración hacia el Oeste de las primeras, mediante grandes fallas transversales.

La estructura de las Zonas Externas, que constituían el margen externo a la Placa Ibérica, es bastante compleja en detalle, presentando variaciones laterales y locales; se caracteriza por la existencia de pliegues y cabalgamientos en la cobertera y por el despegue de la misma respecto al zócalo paleozoico hercínico, que no llega a aflorar. El principal nivel de despegue lo constituyen los materiales del Keuper (VERA, 1988). Corresponde a un plegamiento de directriz ENE-OSO y una estructura previa en mantos de corrimiento en parte vergentes al NNO con un mayor desarrollo en el Subbético. Para AZEMA et al. (1979) el acortamiento mínimo de la cobertera es del 50% al 66%. Según GARCÍA HERNÁNDEZ et al. (1980) el acortamiento de estas zonas es del 60% al 70%. Su anchura total actual es, aproximadamente, un tercio de la anchura original de la cuenca, que se podría cifrar en 200 a 250 Km (VERA, 1988).

Los datos geofísicos indican que los materiales paleozoicos forman un zócalo a 4 o 5 Km. de profundidad que es continuación del Macizo Ibérico (VERA, 1983). El principal nivel de despegue entre zócalo y cobertera lo constituyen los materiales triásicos,

fundamentalmente el Keuper. La cobertera abarca desde el Triásico hasta el Mioceno medio.

Según este autor, las principales deformaciones sinsedimentarias mesozoicas en esta zona son:

- a) Rejuego de fracturas del zócalo que condicionan la aparición de surcos y umbrales y sirven de salida a rocas volcánicas.
- b) Diapirismo y halocinesis que actúan durante el Jurásico y el Cretácico.
- c) Fracturaciones sinsedimentarias. Cabalgamientos y mantos de corrimiento (Subbético, principalmente)

Las Zonas Externas se dividen, a su vez, (véase fig. 19, pag. 75) (AZEMA et al. 1979, GARCÍA HERNÁNDEZ et al. 1980), de Norte a Sur, en:

ZONA PREBETICA:

Su límite septentrional, en nuestra zona, queda determinado por la Depresión Terciaria Continental de La Mancha, y al E de Almansa por los materiales del Sistema Ibérico, con los que presenta una total continuidad estratigráfica (VERA, 1983). Esto requiere poder determinar hasta donde llega la depresión terciaria de La Mancha, y cuáles son los materiales del Sistema Ibérico. En capítulos anteriores hemos indicado que durante la sedimentación alpina no existían grandes discontinuidades físicas entre los dominios sedimentarios Ibérico y Bético, por lo que las diferencias actuales serán fundamentalmente de tipo estructural. Siguiendo el razonamiento, el límite estará situado en la zona en la cual se sitúe el punto de inflexión de las direcciones generales (no inflexiones locales) de plegamiento, zona que, en su mayor parte, está cubierta por los materiales Terciarios de La Mancha.

En la actualidad, los especialistas no se han puesto de acuerdo sobre dónde termina una cordillera y empieza la otra. Es poco frecuente encontrar autores que asuman y expresen su opinión al respecto, bien indicando la inconcreción de este borde, bien optando por una delimitación clara basada en criterios científicos. Generalmente, cuando se dibuja este límite, permanece en una especie de limbo blanco, en el que no existen suficientes indicaciones geográficas o topográficas que permitan fijarlo con una mínima aproximación kilométrica. Este hecho se da incluso en los mapas de la serie Magna. Por recordar algunos posicionamientos claros a este respecto, podemos citar dos del mismo año:

LUIS JEREZ MIR (1973), en su tesis doctoral (pg. 17) dice textualmente: "*Pero, en todo caso, y a escala regional, desde el punto de vista estratigráfico y paleogeográfico, no se puede establecer un verdadero límite de separación entre el dominio de la Cordillera Ibérica con la Zona Prebética y Subbética*".

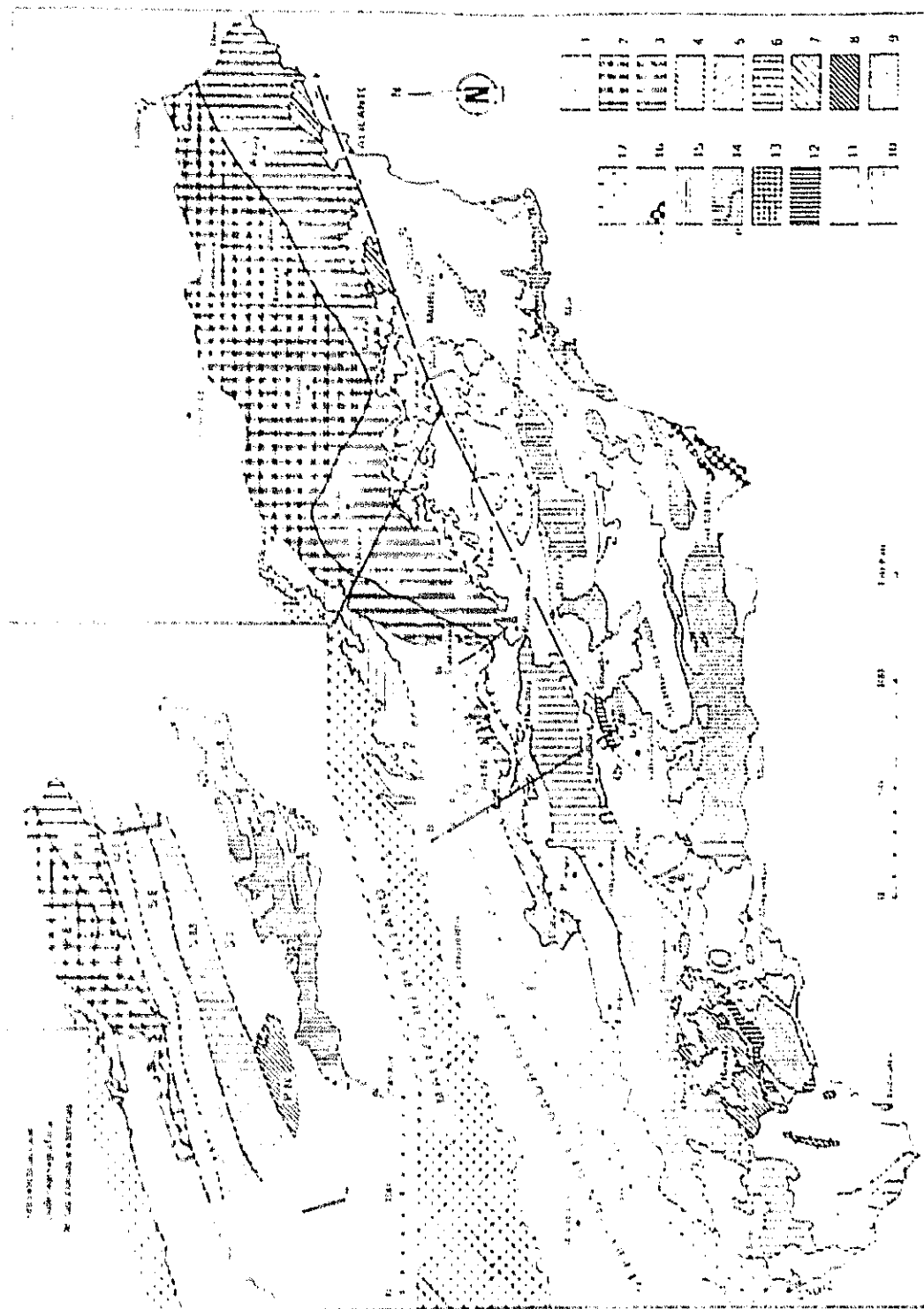


FIG. nº 19. Esquema geológico de las Cordilleras Béticas. (Según VERA et al. 1982)
In VERA, 1983, pp. 219.

Leyenda: 1: Cobertera tabular del macizo herciniano de la Meseta (Triásico y Jurásico).
2: Prebético Externo (PE). 3: Prebético Interno (PI). 4: Unidades Intermedias (UI).
5: Subbético Externo (SE). 6: Subbético medio (SM). 7: Subbético Interno (SI). 8:
Penibético (PN). 9: Subbético ultrainterno. 10 y 11: Unidades del Campo de
Gibraltar. 12: Dorsal Bética. 13: Maláguide. 14: Alpujarride. 15: Nevado-Filábride.
16: Mioceno sup.-Cuaternario. 17: Unidades alóctonas del Guadalquivir.

HERRANZ, PELAEZ y VILAS (1973) consideraban Prebético *"el conjunto de afloramientos que aparecen al SE de la línea Alcaraz-Albacete-Cofrentes"* Esta línea corresponde a un talud que coincide con una alineación tectónica satélite de la falla del Guadalquivir y que separa la plataforma de Ruidera al NO del surco de las sierras de Alcaraz y Ontalafia al SE.

La existencia de esta supuesta continuación, más o menos dependiente de la falla del Guadalquivir es una constante en las investigaciones de la zona. L. JEREZ MIR la cita en su Tesis, UDÍAS y BUFORN (1987) la marcan como probable alineación de terremotos, y en nuestro trabajo, como veremos más adelante, aparece una tendencia anómala gravimétrica coincidente con ella, pero no existe reflejo de la misma en superficie en nuestra zona.

En 1982, el Grupo Español del Mesozoico, en la guía de la excursión pre-coloquio indica con gran precisión (pg. 51): *"El área al N de la Sierra de la Oliva corresponde, para el Cretácico, al dominio Ibérico, mientras que la situada al S pertenece al dominio Bético. La falla que separa actualmente ambos dominios se sitúa inmediatamente al S de la Sierra de la Oliva..."* y establece posteriormente el modelo de borde de cuenca.

VILAS et al. (1982, a, b) indican que el tránsito de la Ibérica a la cuenca Bética se realiza mediante dos accidentes tectónicos de dirección ENE-OSO que delimitan la zona de Jumilla-Yecla (otra zona diapírica). Estas fracturas son reflejo de dos escalonamientos que profundizaban la cuenca hacia el S. (Véase fig. 8 pag. 36).

La tendencia actual, por lo menos desde el criterio estratigráfico es considerar como elemento diferenciador de los dos dominios la existencia o no de los primeros términos del Cretácico. La existencia de depósitos Berriasienses y Valanginienses parece restringirse a la cuenca Bética, mientras que en la Ibérica (Golfo de Albacete y del Surco Ibérico Suroccidental), aparece una laguna estratigráfica que afecta a dichos términos. (VILAS et al. 1982 b). La coincidencia de diversos investigadores del área es considerar el límite N de la zona Jumilla-Yecla como el límite paleogeográfico entre el dominio de influencia Ibérica y el de influencia Bética.

El límite meridional del Prebético, bastante mejor definido, es el frente de cabalgamiento del Subbético o de las Unidades Intermedias, y en algunos lugares, la falla de Crevillente.

Esta unidad consiste en una cobertera autóctona o paraautóctona, progresivamente deslizada al NNO conforme se avanza dentro de la cordillera. Su estructura fundamental es la de una cobertera más o menos despegada del zócalo al nivel del Triás y ligeramente plegada con directrices ENE-OSO, que cambian en el arco Cazorla-Alcaraz-Hellín, para adaptarse a la paleogeografía.

Corresponde a la parte más proximal del margen continental que formaba el Macizo Ibérico. Sus afloramientos forman una banda desde el Oeste de Jaén que se ensancha hasta los 40 Km. en la costa de Alicante. En ella se depositaron sedimentos de facies marinas someras, costeras y continentales, de edad Triásico a Mioceno inf.-med. Presenta frecuentes lagunas estratigráficas. Las rocas volcánicas existentes corresponden a un volcanismo postorogénico; faltan por completo las manifestaciones volcánicas de la fase distensiva del geosinclinal.

HERMES (1978) diferencia cuatro fases de depósito en este margen:

- 1.- Facies rojas del Trías.
- 2.- Plataforma carbonatada hasta el Lías medio.
- 3.- Transición hasta el jurásico terminal.
- 4.- Turbidítico-margosa desde el Cretácico al Burdigaliense.

Para MARTINEZ del OLMO et al. (1986), el Prebético es un típico margen progradante de tipo carbonatado, sobre una serie basal triásica que presenta una importante secuencia salina. Desde el punto de vista tectónico, para VERA, (1981, 1983, 1988), es un margen pasivo, individualizado en el Lias med. y que evolucionó a margen convergente en el Paleógeno, deformándose en el Mioceno.

VERA (1988), estudiándolo como evolución de un margen pasivo, diferencia cinco etapas:

1.- Etapa inicial:

Comprende desde el Triásico, con depósitos en facies germano-andaluza, hasta el Lias med. con depósitos carbonatados de aguas someras. Las Zonas Externas constituían una gran plataforma carbonatada, de dimensiones muy superiores a cualquiera de las actualmente existentes, que se extendería por todo el margen noroccidental del océano Ligur.

2.- Etapa de Rifting:

Durante el Carixiense (Lias med.), esta gran plataforma se fragmentó por la acción de movimientos distensivos, principalmente de fallas normales (lístricas), que produjeron basculamiento de bloques. Este proceso diferenció en ella la zona Prebética y Unidades Intermedias, en las que perduraron las condiciones de plataforma marina somera hasta el final del Dogger, y la zona Subbética, en la que a partir de este momento tiene lugar la sedimentación pelágica y se diferencian surcos y umbrales. Esta etapa distensiva está inducida por el comienzo de una fase de rifting intracontinental.

3.- Etapa de oceanización:

Desde el Jurásico sup. hasta el Cretácico terminal prosiguió la sedimentación marina, somera en la plataforma Prebética y pelágica en el Subbético

4.- Etapa de margen convergente:

La subducción del fondo oceánico debió iniciarse hacia el Sur, bajo el bloque de Alborán, entre el final del Cretácico y el inicio del Paleógeno. Esta etapa se prolonga hasta el Mioceno inf., cuando tiene lugar la colisión continental, que debió ser muy progresiva, pues los márgenes no eran paralelos. Emerge el Prebético externo y en el resto de la cuenca tiene lugar un depósito de margas y calizas pelágicas. En el Eoceno (Aquitaniense), el Prebético interno constituye el área de mayor subsidencia (AZEMA et al. 1979)

5.- Deformación del margen:

Esta fase estuvo provocada por la colisión, durante el Mioceno medio, del Bloque de Alborán contra el margen Ibérico y la acción de grandes fallas de régimen transcurrente.

Como indicamos anteriormente, la definición exacta de los límites de los diferentes dominios existentes en la zona es un problema difícil y tratado de muy diferente manera por los diversos autores, en función de los diferentes criterios (estructurales, petrológicos, paleogeográficos, etc.) seguidos para la determinación de los diferentes dominios (LOPEZ-GARRIDO 1971; HERRANZ, PELAEZ y VILAS, 1973; JEREZ MIR 1973 y 1981; GARCÍA-HERNÁNDEZ 1978; RODRIGUEZ ESTRELLA 1978; AZEMA et al. 1979; VERA et al. 1982; VILAS et al. 1982, etc.). La mayor coincidencia está en considerar dos dominios (Prebético Externo y Prebético Interno), que para MARTINEZ del OLMO et al. (1986), pueden delimitarse a partir de la localización del paleotalud del Cretácico sup.

También existe coincidencia en considerar a la zona de Jumilla-Yecla como un elemento diferenciador de dos dominios paleogeográficos, pero ¿cuáles?. El accidente S de dicha zona constituye sin duda el borde septentrional del Prebético Interno, pero el accidente N puede ser, según los autores:

a) un elemento integrado dentro del Prebético Externo o del sistema de fracturas diferenciadoras de los dos dominios Prebéticos. (LOPEZ-GARRIDO 1971; JEREZ MIR 1973, 1981; GARCÍA-HERNÁNDEZ 1978; RODRIGUEZ ESTRELLA 1978; AZEMA et al. 1979; VERA et al. 1982; VERA, 1983; SMET, 1984; BAENA y JEREZ MIR, 1986, etc.

b) el límite meridional de la zona Ibérica. ARIAS et al. 1979; VILAS et al. 1982, a, b; RINCON et al. 1983

En la diferenciación de dominios admitida por la mayoría de los autores, el Prebético externo, con facies fundamentalmente fluviales y deltaicas, corresponde a la

zona emergida del borde de cuenca. Presenta una gran laguna estratigráfica que afecta al Cretácico inferior. Estructuralmente presenta un plegamiento bastante suave, afectado por numerosas fallas direccionales dextro.

Con grandes analogías con el Sistema Ibérico, su delimitación en el sector valenciano sólo se puede hacer en base a criterios estructurales (directriz dominante de plegamiento). (VERA, 1983).

Entre el Prebético Externo y el Prebético Interno existe una zona de características mixtas. la zona de "Jumilla-Yecla" (VILAS et al. 1982 a), que coincide, en parte, con un sector de la "franja anómala" definida para el Cretácico por MARTINEZ DEL OLMO et al. (1982). Esta zona queda limitada al Norte por la falla de "Cenajo - Jumilla - Yecla", (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1979), que la separa del Preb. Ext.; al Nordeste no se le conoce prolongación más allá del accidente del Vinalopó; al Sur termina en la falla "Venta del Olivo-Villena-Gandía", (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1979), y al Suroeste en la falla de Socovos.

El **Prebético interno**, tradicionalmente separado del anterior por una zona de fractura que pasa por el N de la Sierra del Carche y la Sierra de Salinas, (VILAS et al. 1982), se diferencia del externo por presentar depósitos de medios sedimentarios claramente más marinos, y corresponde a los primeros sectores marinos del borde de cuenca, más profundos cuanto más al S vamos. Tiene menos lagunas estratigráficas.

ZONA SUBBETICA:

Al S de la Prebética, se extiende desde el Golfo de Cádiz hasta Alicante, con una anchura media de 50 Km. Actualmente se considera dentro de esta zona el "Promontorio Balear", que es una prolongación subsidente de las cordilleras Béticas. Sus facies Mesozoico-Cenozoicas corresponden al Subbético andaluz. (RIBA, O. y ARDERIU, 1983).

Corresponde a la parte más distal del margen continental. La cobertera es completamente alóctona, con un desplazamiento mínimo al NNE de 25 Km.; puede presentar varios mantos de corrimiento y cubre en parte la unidad anterior. En el Jurásico medio y superior, y en el Cretácico, sus facies son pelágicas, con episodios turbidíticos y gravitacionales, e indican condiciones marinas de aguas profundas. En el Paleógeno aparecen formaciones de tipo Flysch. Según VERA (1983) el juego de fallas lístricas durante el Jurásico y Cretácico inferior determinó una subsidencia diferencial con la aparición de surcos y umbrales.

Limita al N con las Unidades Intermedias o con la Zona Prebética y al Sur con las Zonas Internas mediante un importante contacto tectónico.

GARCÍA DUEÑAS (1967) , FONTBOTÉ y GARCÍA DUEÑAS (1968) la subdividen en los dominios

Subbético externo: el más septentrional, adyacente a las Unidades Intermedias, configura un umbral durante el Jurásico medio y superior.

Subbético medio: que fue un surco subsidente durante el Jurásico.

Subbético interno: el más meridional, que muestra características de umbral durante el Jurásico.

Unidades Intermedias:

El límite entre Prebético y Subbético es un accidente tectónico bastante complejo, pues los materiales Subbéticos cabalgan hacia el N a los Prebéticos. BAENA y JEREZ, (1980) sitúan el contacto entre ambas zonas en la falla de Crevillente, que puede ser un resto de la antigua falla transformante. No obstante la cartografía detallada del contacto es difícil por la existencia de las unidades intermedias; éstas presentan características comunes a las dos unidades anteriores. Sus afloramientos aparecen también entre los dos conjuntos.

Sus facies sedimentarias pueden corresponderse con depósitos de pie de talud continental. Estructuralmente se encuentran cabalgando a la zona Prebética, y, a su vez, son cabalgadas por los materiales Subbéticos, que en algunas zonas llegan a cubrirlas por completo.

Antiguamente fueron consideradas como parte interna del dominio Prebético (JULIVERT et al. 1974, RODRIGUEZ ESTRELLA 1978) o como pertenecientes a la Zona Subbética (BAENA y JEREZ, 1982), dependiendo de las mayores afinidades de cada una. RUIZ ORTIZ (1980) las ha definido como un nuevo Dominio Intermedio. Nosotros, siguiendo a VERA (1983) preferimos considerarlas independientes.

II. 3. 3) Unidades Lejanas.

II. 3. 3. 1) Cuenca de Valencia.

Aunque no entra estrictamente dentro de nuestra área de estudio, tiene suficiente importancia como para que la consideremos dentro del marco general.

De límites no muy claramente definidos, su formación es relativamente reciente (BIJU DUVAL, et al, 1974). Constituye el extremo SO de una unidad mayor, la Cuenca de Castellón, o Cuenca de Baleares, que se extiende entre la costa de la Península en el Golfo de Valencia y las Islas Baleares. Finaliza frente al Golfo de León, y es topográficamente más elevada que su entorno. Presenta anomalías de Bouger positivas crecientes hacia el NE, y fuertes anomalías magnéticas que han sido interpretadas como intrusiones magmáticas. (VOGT et al. 1971, FINETTI y MORELLI 1973). En un estudio basado en el análisis de datos magnéticos, MAUFFRET (1976), indica que la anomalía Nord-balear podría marcar el contacto entre una corteza oceánica y una corteza intermedia.

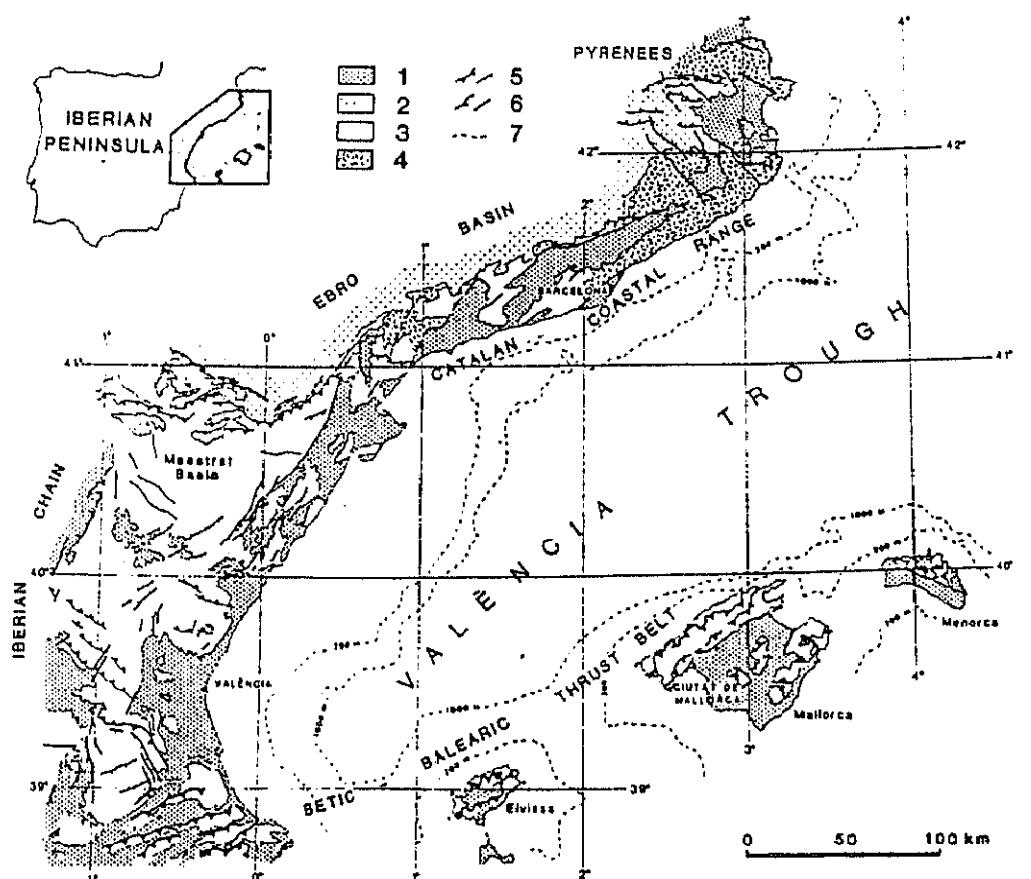


FIG. nº 20. Mapa geológico simplificado de las áreas emergidas de la Cuenca de Valencia. In ROCA and GUIMERÁ, 1992, pp. 204.

Leyenda: 1: Depósitos neógenos costeros. 2: Paleógeno-Mioceno de la cuenca del Ebro. 3: Mesozoico. 4: Paleozoico. 5: Cabalgamientos y fallas paleógenas. 6: Cabalgamientos y fallas neógenas. 7: Curvas batimétricas.

Presenta una topografía de bloques que han afectado principalmente a los depósitos más antiguos (Mioceno inf.) inmediatos al hundimiento de la cuenca, y un abundante vulcanismo de edad Mioc. inf.-Cuaternario. (CARBÓ 1980).

Para AUZENDE et al. (1973), existen en la zona dos importantes direcciones de fracturación: una NO-SE que se relaciona con la apertura de la cuenca en el Oligoceno, y otra NE-SO que resulta de la deriva de los macizos internos Norteafricanos hacia el SO durante el Mioceno inf. El vulcanismo suele presentarse asociado a esta última dirección de fracturación. El estudio de los terremotos ocurridos desde 1907 en la Cuenca y en zonas limítrofes señalan la existencia actual de un régimen compresivo en esta región (OLIVERA et al. 1992), por lo que el vulcanismo puede considerarse ligado a una cierta componente compresiva.

En la zona valenciana los perfiles sísmicos indican una corteza adelgazada de tipo intermedio, la cual ha sufrido un proceso de estiramiento desde el Mioc. inf., que origina un Rift con magmatismo asociado. (CARBÓ 1980). Para este autor, la Cuenca Valenciana es una cuenca marginal del tipo asociado a las zonas de subducción. En este aspecto coincide con HINZ (1973), que en la interpretación de los datos del proyecto ANNA coloca un plano de Wadatti-Benioff al S de la isla de Mallorca, y con MAUFFRET (1976), quien indica que en la llanura abisal oriental, el zócalo es de probable naturaleza oceánica. Estas interpretaciones han sido confirmadas por el análisis de nuevos perfiles sísmicos, realizados en 1988. TORNE et al. (1992), indican estudiando los mismos, que la corteza es de tipo continental en toda la cuenca, excepto en el borde NE, donde la interpretan como de tipo oceánico.

Según CARBÓ (1980), la Cuenca de Valencia, fuera de la línea de costa, puede originarse ligada a un proceso distensivo relacionado con la subducción en el área móvil. Esta cuenca presentaría una corteza de tipo intermedio, intruída por rocas básicas y con un vulcanismo importante. Los graben y semigraben costeros pueden interpretarse como estructuras relacionadas con el origen de esta cuenca.

FONTBOTE et al. (1990), han distinguido dos dominios estructurales en la zona: El dominio Valenciano-Catalán, que a lo largo de la costa se caracteriza por su tectónica extensiva durante el Neógeno y el dominio Bético-Balear, prolongación NE de la cordillera Bética, que cabalga al anterior y presenta tectónica extensiva durante el Mioceno Sup. Para estos autores la estructura del surco de Valencia no es atribuible solamente a un proceso de rifting, sino a:

1º.- Formación de un sistema de Horsts y Grabens en el NO de la cuenca durante el Oligoceno sup.

3º.- Proceso de rifting durante el Mioceno inf. que provocó el adelgazamiento de la corteza en el área valenciana.

2º.- Sistema de cabalgamientos hasta el Mioceno med. que provocó el engrosamiento de la corteza en el promontorio Balear.

VEGAS, en un reciente trabajo (1992), destaca la complejidad de la evolución de esta cuenca desde el Neógeno e indica tres acontecimientos importantes:

1.- Entre el Oligoceno sup. y el Mioceno inf. actúa el proceso de "rifting" en el margen Catalán-Valenciano asociado a la apertura del Golfo de Lyon.

2.- Simultáneamente se inicia el desplazamiento del bloque de Alborán contra Iberia en la zona Sur.

3.- En el Mioceno sup. se generaliza la distensión y se abre la cuenca subbalear.

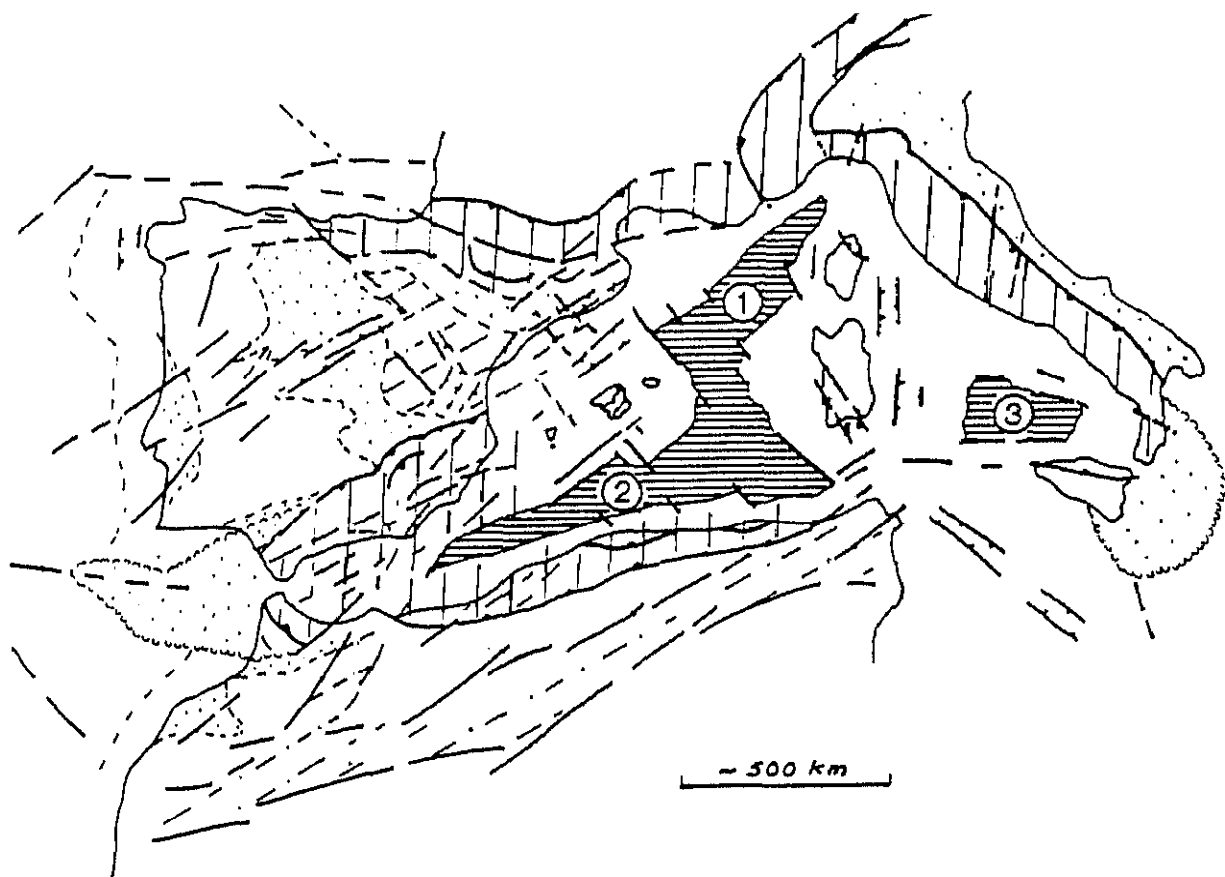
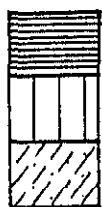


FIG. nº 21. Esquema de los distintos tipos de corteza en el Mediterráneo occidental.
In VEGAS, 1985, pp. 210.

Legenda: 1: Corteza formada en el Oligoceno sup.-Mioceno inf. 2: Corteza formada en el Mioceno med. 3: Corteza formada en el Mioceno sup.-Plioceno.



Cuencas neógenas, con corteza de tipo oceánico.

Áreas de deformación contemporánea de borde de placa.

Áreas de deformación contemporánea de carácter intraplaca.

II. 3. 3. 2) La Meseta.

La Llanura Manchega constituye una amplia llanura, sin apenas relieves, inclinada suavemente hacia el O y formada principalmente por depósitos pliocuaternarios. Ocupa el tercio noroccidental de nuestra zona y, en síntesis, es una amplia depresión terciaria rellena de materiales detríticos postorogénicos.

Antiguamente ha sido estudiada por EZQUERRA, 1845, BOTELLA, 1868, CORTAZAR, 1880, JESSEN 1930, HERNANDEZ PACHECO 1932.

El mecanismo de su formación comienza, según JEREZ MIR (1984) en la distensión postorogénica que reactiva el sistema de bloques de la zona, produciéndose este extenso graben. Los relieves circundantes (Meseta, Ibérica) proporcionaron los materiales de relleno, horizontales por no haber sufrido todavía ninguna fase de plegamiento, aunque en algunas zonas (La Roda) presentan ciertos "pliegues de acomodación" (JEREZ MIR, 1984) sobre el relieve subyacente.

Los materiales de esta zona son claramente observables en el cauce del Júcar. El Mioceno está formado por tres niveles bien diferenciados: una serie conglomerática de gravas y areniscas, que corresponde al inicio del relleno de la cuenca de La Mancha y depositada probablemente por aluviones fluviales; encima de ella aparecen sedimentos ricos en margas yesíferas y arcillosas, características de un régimen endorreico de zonas pantanosas en las que precipitaron yesos y sales. El piso superior corresponde al Ponticense; son calizas margosas equivalentes a la caliza de páramo, que se acuñan hacia el E y adquieren gran potencia en la zona de Los Llanos. Pueden relacionarse con un clima húmedo, que propició la formación de grandes lagos de agua dulce, en los que se produjo la precipitación química.

Durante el Plioceno, materiales detríticos continentales (conos de deyección, glaciais) fosilizaron grandes superficies y rellenaron las depresiones, labor que se continuó en el Cuaternario, con derrubios de ladera de amplio desarrollo, relleno de ramblas por puddingas y depósitos en depresiones cársticas.

Los movimientos postpliocenos levantaron el relieve del borde meridional, lo que repercutió en la reactivación de la erosión fluvial remontante de los ríos Júcar y Cabriel en la parte septentrional.

Estructuralmente se observa en la zona una banda de fracturación NE-SO desde Casas Ibañez hacia Albacete que según JEREZ MIR (1984) se prolongaría hasta enlazar con la depresión del Guadalquivir, sin saltos de dirección y con saltos en vertical poco apreciables. En algunas zonas las calizas pontienses presentan fuertes diaclasamientos con sistemas y direcciones poco constantes

II. 4) ESTRUCTURA CORTICAL.

La gravimetría es una de las técnicas geofísicas usadas en la determinación de la estructura y composición de la Corteza terrestre. No obstante, al ser el campo gravitatorio un campo potencial, diversas configuraciones geológicas pueden generar los mismos resultados gravimétricos, por lo que hemos de usar otros datos a fin de reducir el número de modelos posibles, y eliminando los improbables, quedarnos con el que mayores posibilidades presente de ser el correcto.

En este sentido, lo ideal hubiera sido disponer de datos de sísmica de refracción, que se podrían contrastar con los datos gravimétricos. Desgraciadamente nuestra zona está poco estudiada en este sentido y entre todos los trabajos que hemos consultado no existe ningún estudio anterior que intente establecer localmente la estructura cortical en esta región.

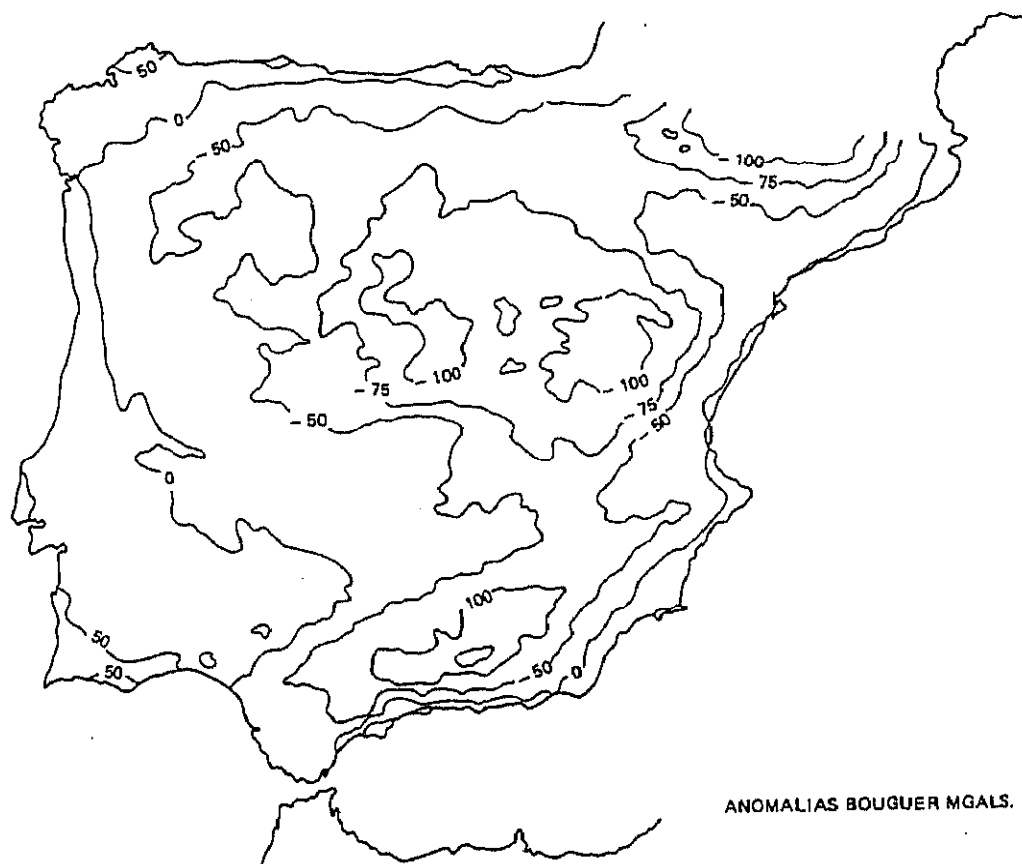


FIG. nº 22. Mapa de anomalías de Bouguer de la Península Ibérica. Según el mapa del I.G.N. (1977). In BANDA et al. 1983. pp. 625.

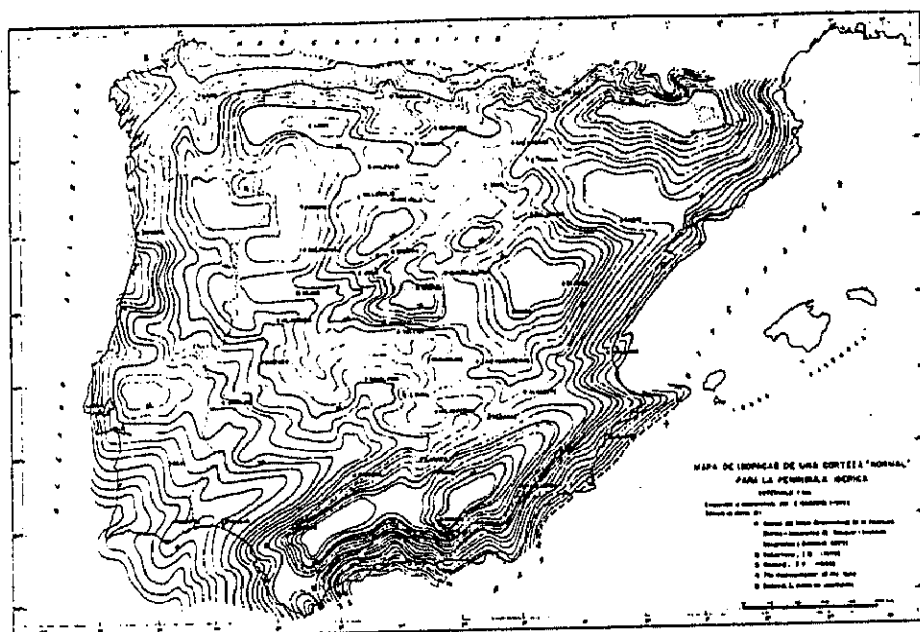


FIG. nº 23. Mapa de isopacas para la Península Ibérica. CADAVID, 1977.

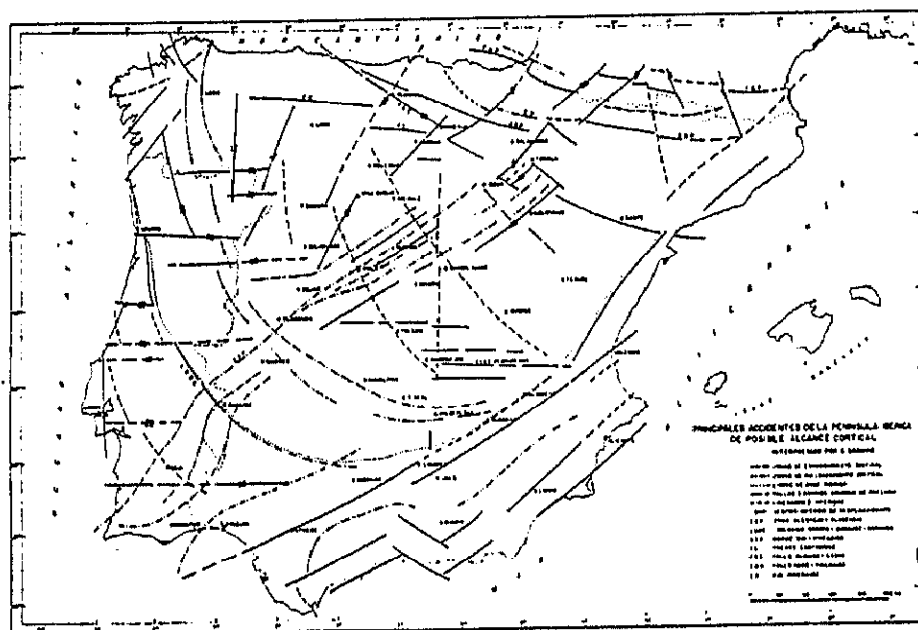


FIG. nº 24. Principales accidentes de la Península Ibérica de posible alcance cortical. CADAVID, 1977.

Las investigaciones sobre estructura de la corteza en zonas geográficamente cercanas, se han realizado en base a interpretación de datos geofísicos en la Cuenca Balear/Surco Valenciano, el Mar de Alborán, las Cordilleras Béticas, la Meseta y la Cordillera Ibérica; es decir, rodeando nuestra zona. Dado que son los únicos datos que nos permiten poner algunas restricciones reales a nuestra modelización, es conveniente analizar cada uno de ellos por separado, pero sin olvidar el ámbito geológico al que corresponden. En realidad, lo que nos va a permitir el conocimiento de estos datos es fijar las tendencias regionales y prolongar nuestros perfiles, a fin de eliminar los efectos de borde.

En el Mapa de Anomalías de Bouguer de la Península Ibérica (I.G.N. 1977) (Véase fig. 50, pag. 140), se observa que las mayores anomalías negativas (las cuales corresponderían a los mayores espesores de corteza), están centradas en los Pirineos, la Cordillera Ibérica, y la Cordillera Bética, zonas en las cuales según CADAVID (1977) (véase fig. 23, pag. 86), el espesor de la corteza llegaría a los 45-46 Km. Según BANDA et al. (1983), basándose en estudios de refracción sísmica, estos espesores habría que reducirlos hasta 10 Km. en algunos casos.

La región que estudiamos se encuentra, según el citado Mapa de Anomalías, en una zona de máximos relativos, (representarían entre 35-40 Km. de potencia según CADAVID, 1977) que desde Valencia y Alicante se extiende hacia el O, (con una dirección casi E-O) entre los mínimos de la Bética al S y de la Ibérica al N.

BANDA et al. (1983) hacen un estudio de estas anomalías, relacionándolas con datos de sísmica, y obteniendo las siguientes conclusiones:

Anomalía del S: Al E de Málaga, la corteza parece adelgazarse más de 24 Km., pero la presencia de material ultramáfico impide determinar este hecho con precisión. La presencia de este material es consistente con la existencia de un manto a poca profundidad, uno de cuyos fragmentos aflora en Ronda.

Anomalía del N: la estructura litosférica es bastante complicada. En la zona entre Cuenca, Albacete y el golfo de Valencia, indican variaciones en la profundidad del Moho desde 20 a 32 Km. Es decir, que el adelgazamiento de la corteza afecta también al Sistema Ibérico a gran distancia de la costa.

Recientemente BANDA, E. (1992) se inclina por unas potencias menores para la corteza (Véase fig. 25, pag. 89). En este mapa se observa que la prolongación de las Béticas hacia las Islas Baleares se realiza a un nivel entre los 20 y 24 Km. quedando las potencias superiores restringidas al Oeste del meridiano 1º O.

Los estudios sismológicos permitieron (PAYO, 1970) elaborar un modelo de la corteza y manto, que se denominó IBE (BANDA et al. 1983):

1ª capa: 2 Km., 2.30 g/cm³.

2ª capa: 18 Km., 2.80 g/cm³.

3ª capa: 10 Km., 2.90 g/cm³.

MOHO

4ª capa: 20 Km., 3.30 g/cm³.

5ª capa: 30 Km., 3.35 g/cm³.

6ª capa: 100 Km., 3.40 g/cm³.

7ª capa: 100 Km., 3.35 g/cm³.

8ª capa: ? , 3.60 g/cm³.

Resumiendo lo tratado por diferentes autores, y a muy grandes rasgos, la corteza de la península presenta un espesor de 50 Km. en los Pirineos centrales y de 22 Km en la costa levantina. La Meseta, a la altura de Toledo tiene el Moho a 30-34 Km de profundidad. La cordillera Ibérica presenta unos espesores máximos alrededor de los 34 Km disminuyendo hacia el SE y llegando a ser inferiores a 20 en Valencia. En el Surco de Valencia el espesor es de 14 Km (sup. y med. 6-9 Km BANDA E. 1992). El espesor en las cordilleras Béticas oscila desde los 38-40 Km en su parte central hasta los 24-26 en la costa, con gradientes muy fuertes, como entre las zonas de Baza y Cartagena, en las que la variación es de 10 Km. Al S, la corteza del Mar de Alborán se ha estimado en 15 Km.

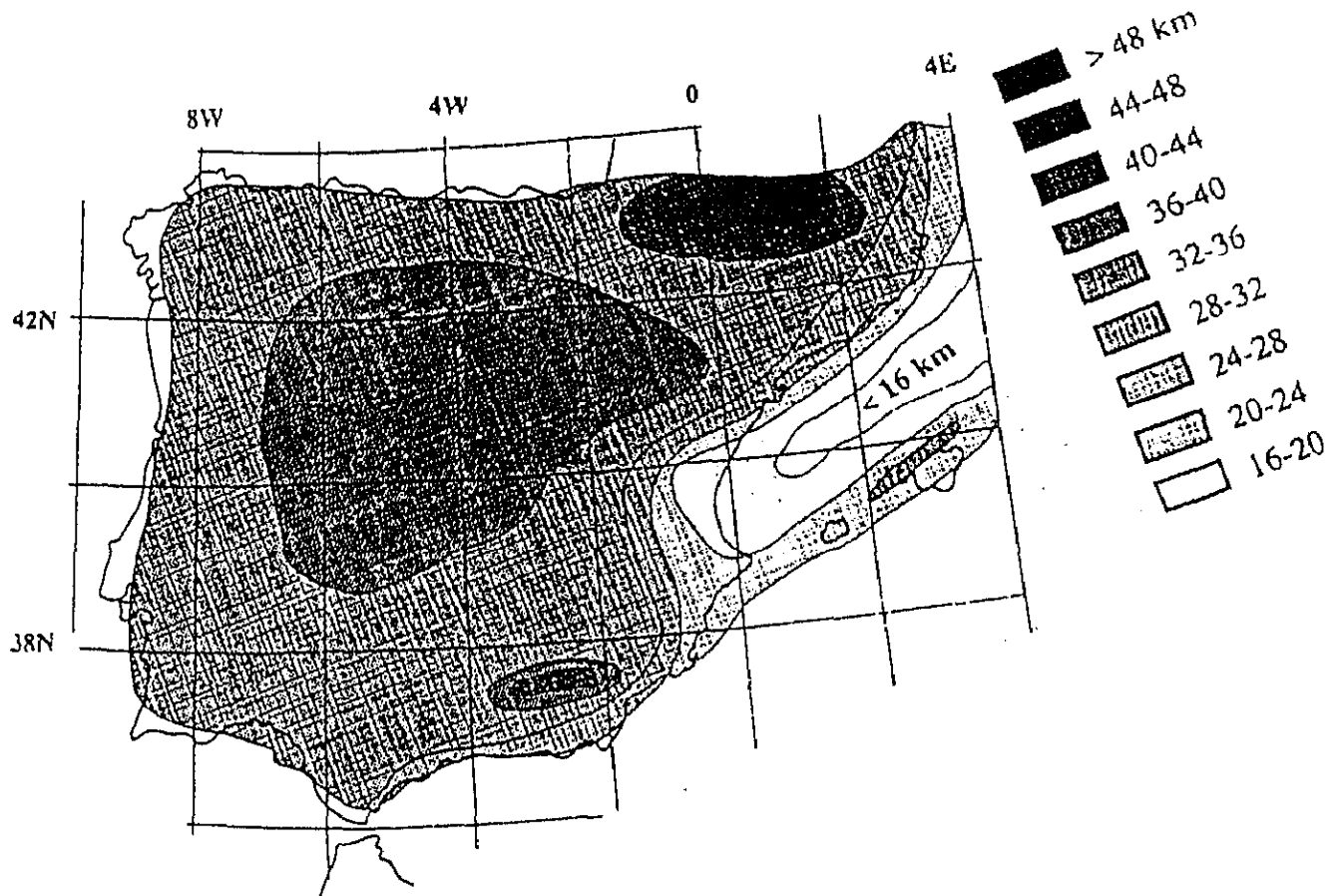


FIG. nº 25. Mapa simplificado de la profundidad del MOHO en la Península Ibérica. In BANDA, 1992, pp. 48.

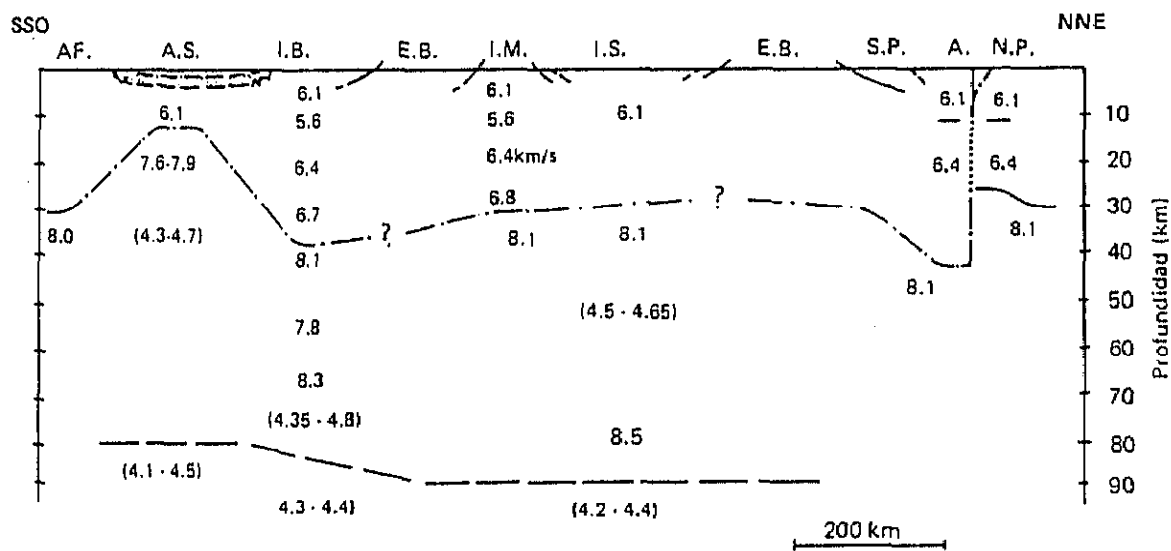


FIG. nº 26. Corte NNE-SSO de la Península Ibérica basado en las observaciones sísmicas realizadas hasta el momento. In BANDA et al. 1983, pp. 683.

Abreviaturas: AF: África. AS: Mar de Alborán. IB: Béticas internas. EB: Béticas externas. IM: Macizo Ibérico. IS: Sistema Ibérico. CB: Cuenca del Ebro. SP: Zona Sudpirenaica. A: Zona Axial. NP: Zona Nordpirenaica.

II.4.1) CORDILLERAS BÉTICAS.

Los primeros estudios de la Corteza profunda realizados en la parte oriental de las Béticas corresponden al Proyecto J.O.I.D.E.S., en el cual se realizaron varios perfiles de sísmica de refracción en el S de España, entre Cádiz y Alicante. (ANSORGE et al. 1977, 1978) (Véase fig. 27 a, pag. 91). De estos perfiles, el más cercano a nuestra zona es el denominado Adra-Cartagena, mediante el cual se infiere una profundidad del Moho bajo Cartagena de 24 Km, que aumenta hacia el SO hasta 31 Km en Adra

En posteriores trabajos (ANSORGE, J. et al. 1977, BANDA E. y ANSORGE, J. 1980) se han ido analizando los datos hasta llegar a un modelo de corteza (Véase fig. 27 b, pag. 91). para la zona de Cartagena-Guadix-Adra:

- a) Capa de sedimentos entre 3 y 6 Km. de espesor. Velocidad de las ondas P entre 4.7 y 5.1 Km/s.
- b) Capa granítica de espesor muy variable (6 Km en Cartagena y 23 Km en Guadix), con velocidades entre 6.2 y 6.5 Km/s.
- c) Capa intermedia. 18 Km en Cartagena y 10 Km en Adra. Velocidad entre 6.8 y 7.1 Km/s.
- d) Manto. Velocidad de las ondas 8.2 Km/s, muy homogénea en toda la zona. Entre 40 y 60 Km. bajo el Moho existe una capa de baja velocidad (7.7 Km/s), a partir de la cual los valores son de 8.3 Km/s.

De gran interés es el análisis que sobre los sondeos sísmicos profundos en España realizan BANDA y UDLAS (1979), en el cual, en la línea Adra-Ubeda, para explicar las anomalías observadas en la Cuenca de Guadix, proponen un efecto combinado de un fuerte espesor de sedimentos y la influencia de la línea de sutura de las Zonas Externas y Zonas Internas. Como ellos mismos citan, esta línea de sutura ha sido objeto de numerosas interpretaciones, alguna de las cuales (DURAND DELGA 1972) sugiere una "succión" (sic) de las partes superiores de la corteza a lo largo del contacto.

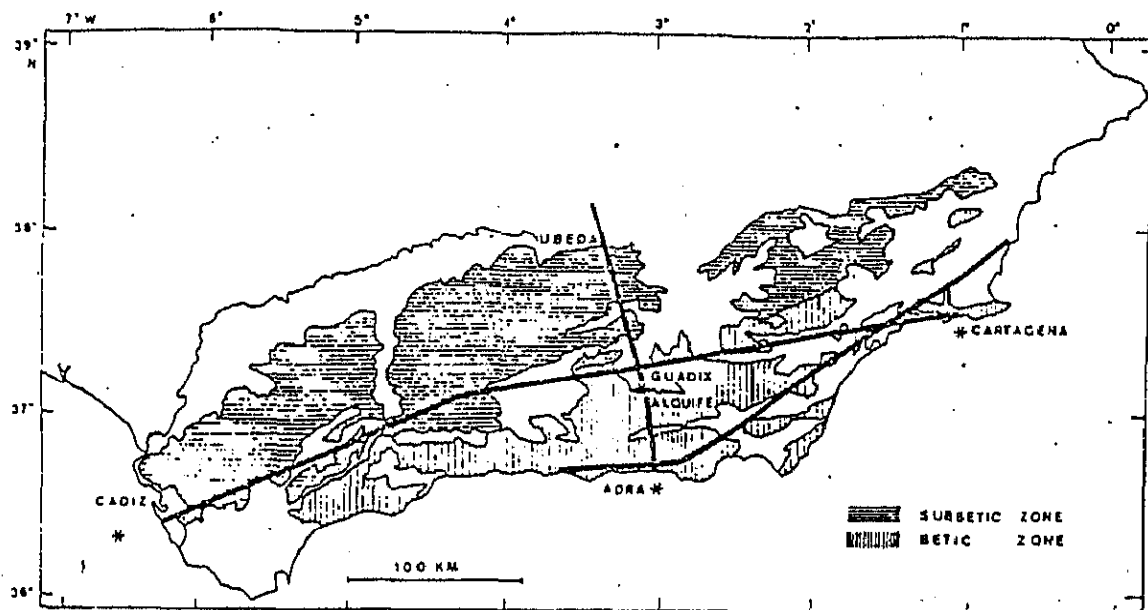


FIG. nº 27 a. Mapa del Sur de España con indicación de los perfiles del proyecto J.O.I.D.E.S. In ANSORGE et al. 1977. pp. 64.

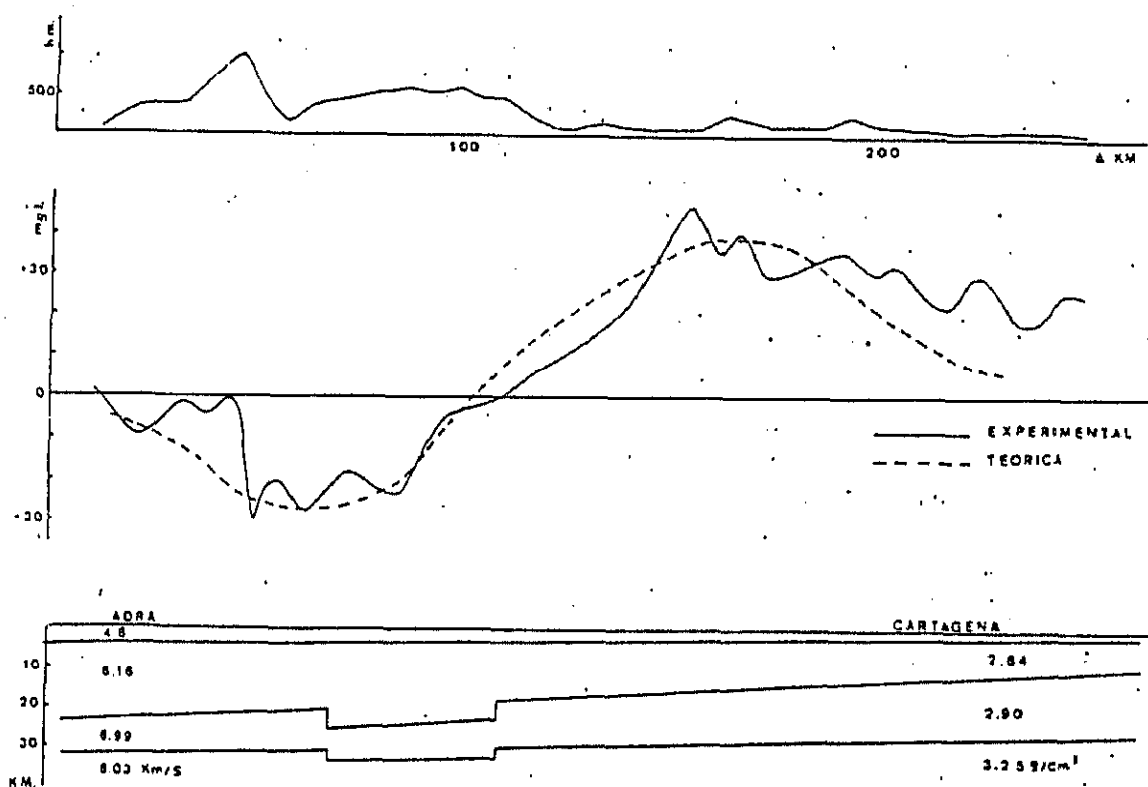


FIG. nº 27 b. Interpretación gravimétrica (Anomalías de Bouguer) mediante el perfil sísmico Adra-Cartagena. In ANSORGE et al. 1977. pp. 69.

BANDA et al. (1980) presentan un modelo de la cordillera en el que el Moho se encuentra a 40 Km. bajo la zona de contacto entre zonas externas y zonas internas, algo desplazado hacia el N con relación a los relieves máximos.

Es de destacar también la presencia de un nivel cortical de velocidades anormalmente lentas (5.4-5.5 Km/s) alrededor de los 10 Km de profundidad. (Véase fig. 28, pag. 92), nivel que también se detecta en el Macizo Ibérico (BANDA et al. 1983; PAYO, G. y RUIZ DE LA PARTE, E. 1977), pero no en el Sistema Ibérico. (Véase fig. 26, pag. 89)

CASAS y CARBO (1990) han realizado una interpretación del mapa de anomalías de Bouguer de la Cordillera, encontrando espesores de corteza que varían entre los 40 Km al N de Sierra Nevada y los 24 Km en la costa.

BANKS y WARBURTON (1992) interpretan que las Béticas y el Guadarrama son parte del mismo sistema compresivo y proponen una unión a nivel de la Corteza media. En sus cortes sitúan el Moho a una profundidad media de 30Km con un máximo bajo las Béticas de 40 Km.

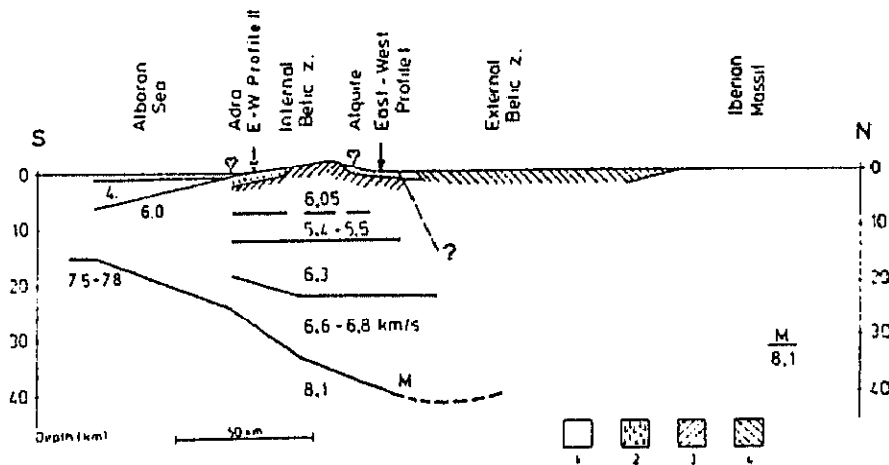


FIG. nº 28. Modelo cortical entre el Mar de Alborán y el Macizo Ibérico.
In BANDA et al. 1980 c). pp. 90.

II.4.2) LA CORDILLERA IBERICA

Los perfiles sísmicos realizados sobre la cordillera permitieron apreciar poco más que una gran complejidad en su estructura litosférica. (ZEYEN et al. 1985). En ellos se observan datos de velocidades anómalas en el manto superior que hacen pensar en la prolongación del Manto anómalo descrito por CARBÓ (1982) en el área de Valencia. También aparece un fuerte adelgazamiento de la corteza, que con dirección NO penetra desde el Mediterráneo hasta unos 40 o 50 Km de la costa. La discontinuidad de Mohorovicic presenta variaciones desde 20 a 32 Km. (BANDA et al. 1983) en las cercanías de la costa.

Según DAÑOBEITIA et al. (1992), el espesor de la corteza puede alcanzar los 40 Km en la zona de Teruel, a 100 Km de la costa. Estos autores proponen la siguiente zonación cortical, basada en datos sísmicos:

- 1ª capa: 5 Km de potencia. Velocidades de 5.5 Km/s
- 2ª capa: 20 Km de potencia. Velocidades de 6.1 Km/s
- 3ª capa: 15 Km de potencia. Velocidades de 6.4 Km/s
- 4ª capa: A partir de los 40 Km de profundidad. Velocidades de 7.9 Km/s

II.4.3) LA MESETA.

Los datos de un perfil sísmico de refracción realizado en 1976 entre Trujillo y Huete (PAYO, G. y RUIZ DE LA PARTE, E. 1977), indican el siguiente perfil en esta zona:

- a) Capa entre 10.6 y 13.5 Km de espesor, con velocidades de las ondas Pg de 5.9 a 6.1 Km/s.
- b) Capa entre 13.5 y 25.5 Km. de profundidad, con velocidades de 6.5 Km/s.
- c) Capa entre 25.5 y 36.2 Km. Velocidades de 7.7 Km/s.

El espesor medio de la corteza parece ser de 34.2 Km., algo superior a los 30 Km encontrados anteriormente por los mismos autores (PAYO y RUIZ DE LA PARTE, 1974). (Véase fig. 29, pag. 94.)

ROSALES CALVO, F. et al (1977) apuntan un espesor medio para la corteza en el Sistema Central de 43 Km. con la discontinuidad de Conrad situada a los 23-24 Km de profundidad.

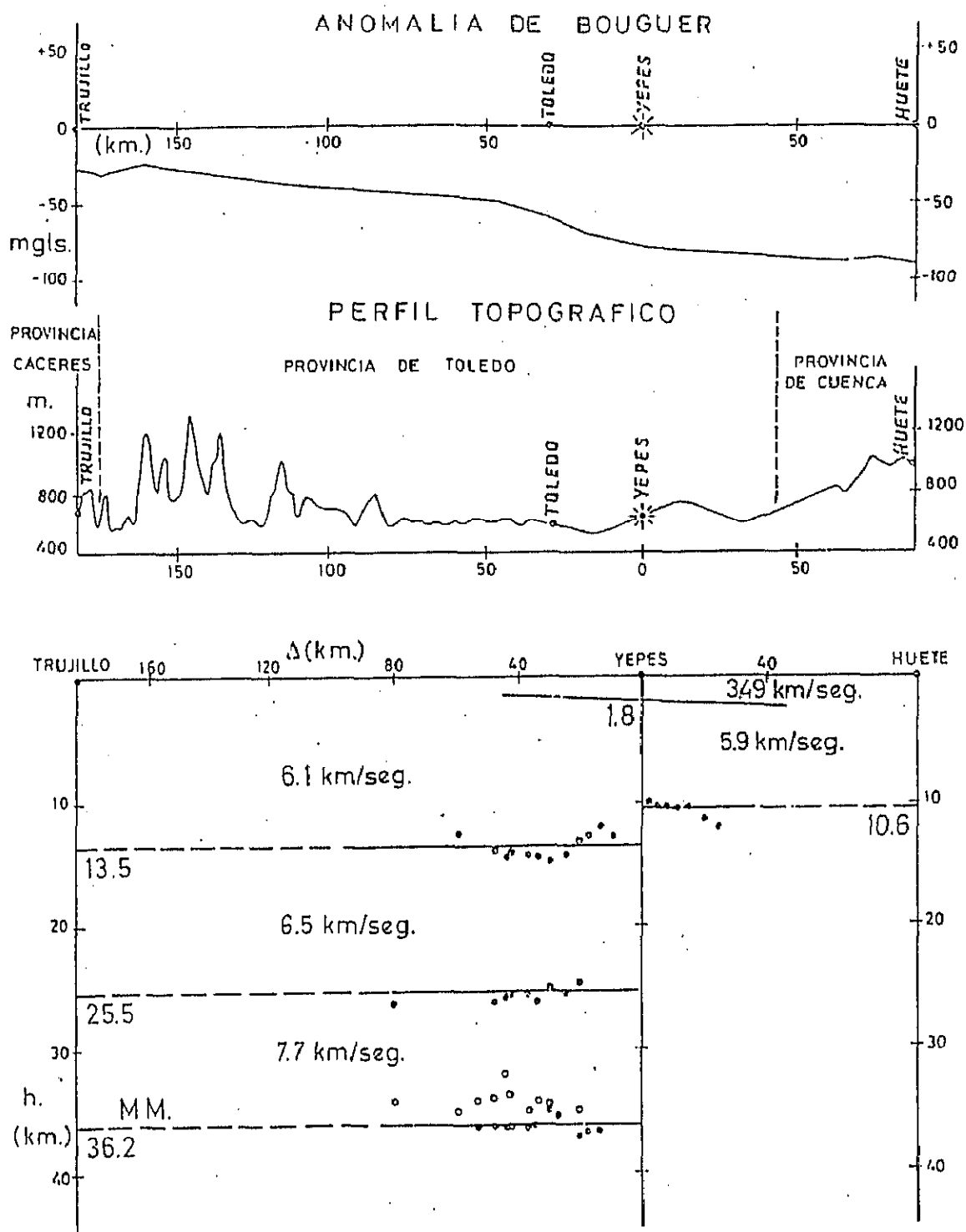


FIG. n° 29. Interpretación del perfil sísmico Trujillo-Huete.
In PAYO y RUIZ DE LA PARTE, 1977.

II.4.4) SURCO DE VALENCIA / CUENCA BALEAR.

En 1970 el proyecto Franco-alemán ANNA realizó dos perfiles de sismica de refracción al N y al S de las Baleares. (HINZ, K. 1973)

El perfil más cercano a nuestra zona, (el ANNA III), realizado al S de la isla de Mallorca, definió cuatro capas de diferentes velocidades (no considero los materiales continentales de las Islas.):

- a) Capa de 0.5 Km. de potencia de sedimentos cuaternarios.
- b) Capa de 3.5 Km. de potencia, con velocidades de 3.5 a 4.6 Km/s. que correspondería a sedimentos terciarios.
- c) Capa de 5.5 Km. de potencia con velocidades de 6 a 7.4 Km/s. que se interpretó como Corteza Oceánica.
- d) A los 12 Km. de profundidad las velocidades superaban los 8 Km/s, por lo que se consideró material del Manto.

En el mismo año (1970) el Institut Français du Pétrole y la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine realizaron una campaña sísmica entre el Golfo de Valencia y Córcega. Entre otras conclusiones figura la existencia de depósitos terciarios de más de 5 Km. de potencia, entre los que se intercala una capa salina de 600 m. (MONTADERT, L.M.M. et al. 1970)

Entre 1968 y 1973, dentro del programa JOIDES (NESTEROFF et al. 1972; PAUTOT, G. y LE PICHON, X. 1973), el Glomar Challenger realizó dos sondeos en sedimentos oceánicos cercanos a nuestra zona, uno al S de Málaga (121, 9-12) y otro al N de Mallorca (122, 5-8), pero ninguno en la costa alicantina.

En 1976, MAUFFRET presenta, en las conclusiones de su Tesis, basándose en los resultados del proyecto ANNA (HINZ, K. 1972) la siguiente estructura cortical para el Mediterráneo al N de las Baleares, al considerarlo asimilable a una cuenca marginal de tipo Pacífico:

- .- Agua. 2500 m.
- .- 6-7 Km de sedimentos. Densidad media 2.2 g/cm³
- .- Capa de naturaleza basáltica (5 Km/s) que puede faltar, por lo que los sedimentos descansarían directamente sobre la capa inferior.
- .- Corteza oceánica (6.6 Km/s). Densidad media 2.9 g/cm³
- .- Moho a 12 Km de profundidad. El Manto presenta velocidades anormales de propagación de las ondas (7.7 Km/s) y una densidad de 3.15 g/cm³

HIRN A. et al. estudiaron mediante sismica, en 1977, la estructura del Manto superior en la Cuenca Provenzal, al NE de Baleares. Como resultado de su estudio fijan en

11 Km la profundidad de la Corteza. El Manto presenta una capa de gradiente de velocidad positivo entre los 11 y los 26 Km; una capa de baja velocidad entre 5 y 10 Km de espesor y una discontinuidad a 60 Km de profundidad (esta última puede ser debida a la fusión parcial del manto).

En 1978 ALVARO et al. (1981) sugieren la existencia, en el Triásico inferior y medio, de una pluma del manto en la región de Valencia-Castellón alrededor de la cual se realizó la distensión cortical.

CARBÓ publica en 1980 un estudio basado en datos geológicos y gravimétricos de la región de Valencia del que deduce la existencia de un manto anómalo que penetra desde el Mediterráneo hacia la Península unos 50 Km, mientras que, al mismo tiempo, y de forma un tanto brusca, la corteza sufre un fuerte adelgazamiento hacia el E. Esta corteza se caracteriza por la existencia de fracturas paralelas a la costa.

El autor define tres unidades corticales para la zona:

Unidad Sedimentaria: entre la superficie y el basamento Hercínico, con espesores entre 700 y 2500 m. y densidad media de 2.55 gr/cm³. Su composición es fundamentalmente carbonatada.

Unidad de Corteza Superior: Entre los materiales Hercínicos y su basamento. Potencias de 3000 a 4000 m. y densidad de 2.72 gr/cm³. Su composición intermedia entre granodiorita y cuarzodiorita.

Unidad de Corteza Inferior: Nivel de Granulitas de densidad estimada 2.92 gr/cm³.

El manto anómalo se considera de composición gabroide y asociado al proceso de rifting que experimenta la Cuenca de Valencia desde el Mioceno Inferior, aunque también se puede suponer que sea un resto de la pluma de manto emplazada en la zona en épocas Triásicas.

El manto presenta, en sus niveles superiores una composición tipo peridotita, con densidad estimada de 3.32 gr/cm³.

El mismo año (1980) BANDA et al. publican un modelo de la corteza al sur de la zona estudiada por CARBÓ, en el eje Bético Balear, modelo que difiere en ciertos aspectos del óvalo de Valencia (Véase fig. 30, pag. 97).

Los aspectos más remarcables son el pequeño espesor de la Corteza Inferior (alrededor de 5 Km.), que se comporta de forma similar a la discontinuidad del Moho y la poca profundidad de la misma, a 20 Km en la costa peninsular.

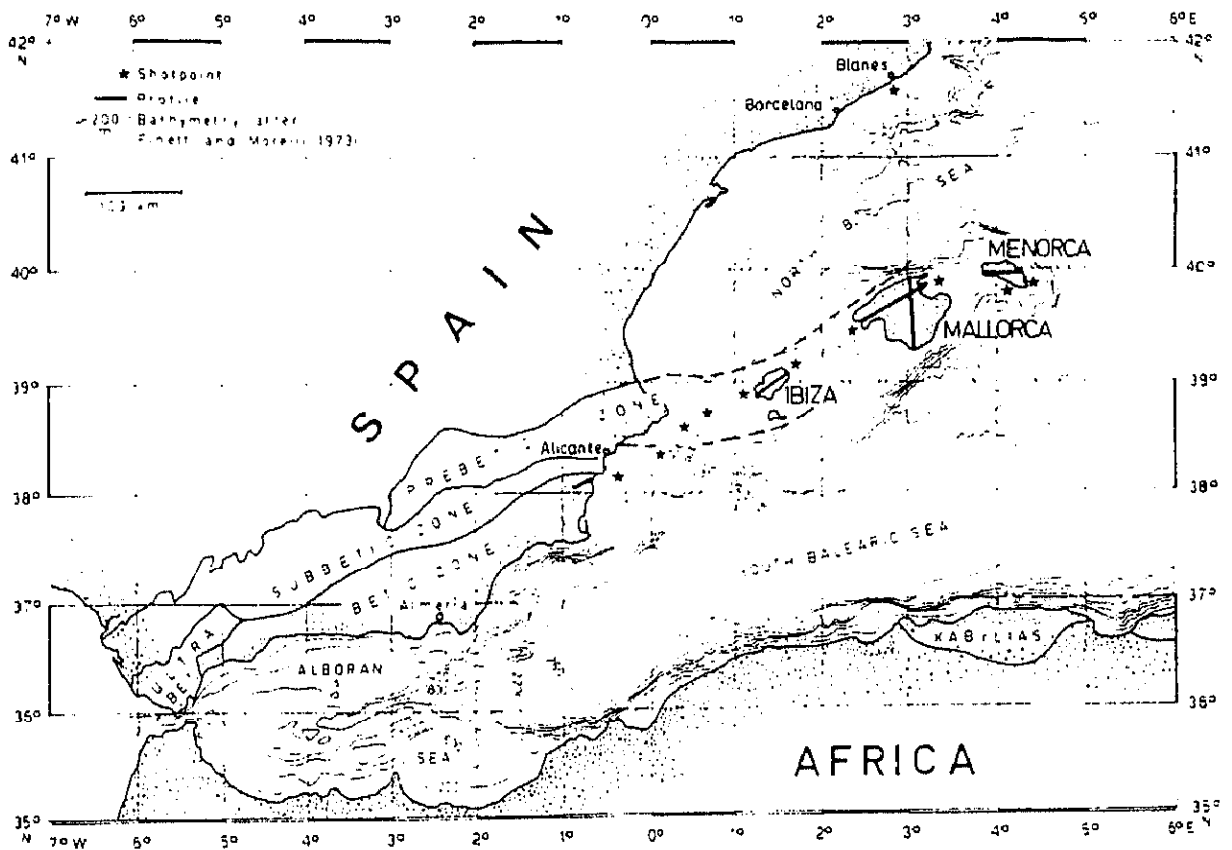


FIG. nº 30 a. Mapa del SE peninsular con indicación de las estaciones del perfil sísmico tratado. In BANDA et al. 1980 b. pp. 220.

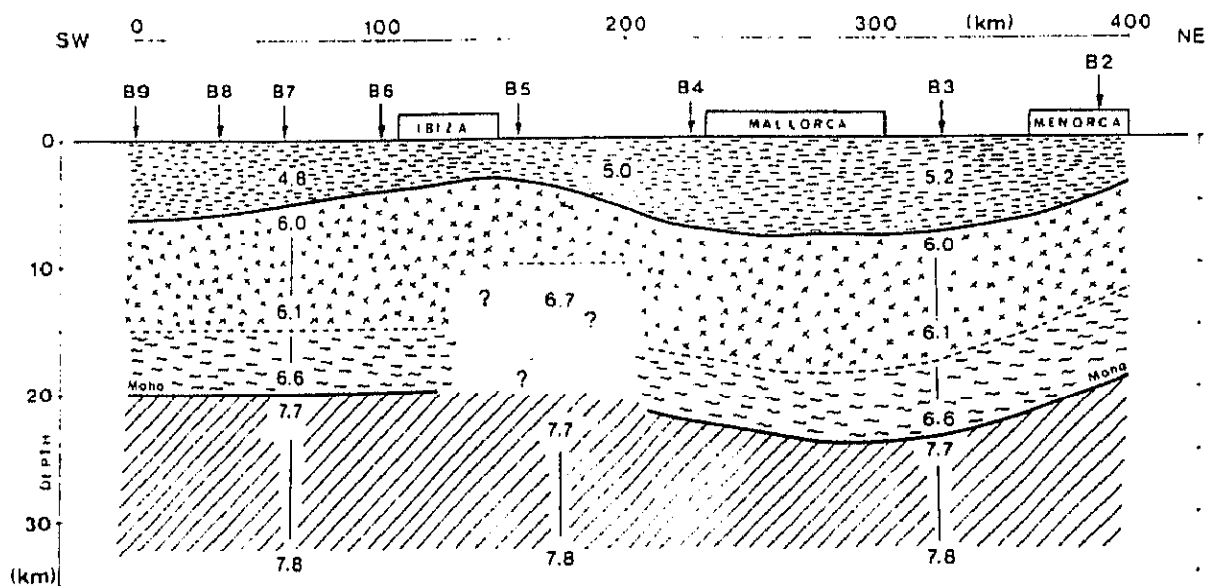


FIG. nº 30 b. Modelo de corteza y manto superior en el eje Bético-Balear. In BANDA et al. 1980 b. pp. 227.

Posteriormente, VEGAS y BANDA proponen, en 1982, basándose en numerosos autores y en prácticamente todos los trabajos realizados hasta la fecha, un sencillo modelo cortical de la zona Ibérica, la Cuenca de Valencia y Baleares, en el que el Moho asciende hacia la Cuenca de Valencia, bajo la que se encuentra una gran cuña de manto anómalo que se abre hacia mayores profundidades. Es de lamentar que en este modelo no se haya considerado la división cortical.

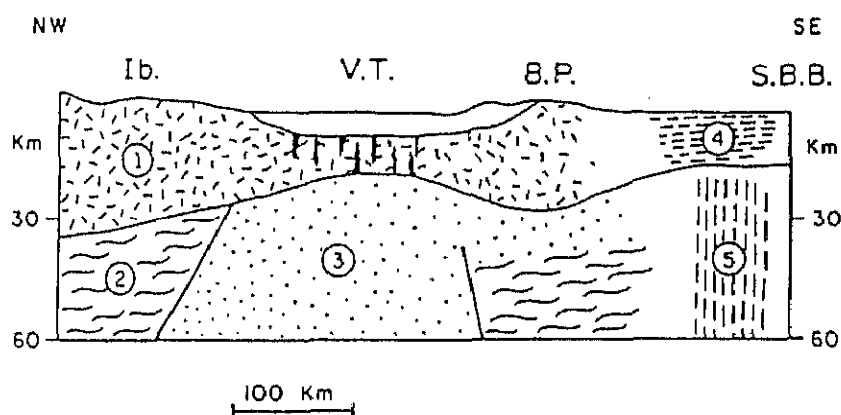


FIG. nº 31. Corte esquemático de la litosfera en el Rift valenciano.

In VEGAS y BANDA, 1982, pp. 339.

Abreviaturas: Ib: Iberia. VT: Canal valenciano. BP: Promontorio Balear. SBB: Cuenca subbalear.

1: Corteza continental hercínica. 2: Manto superior. 3: Manto anómalo (Astenosfera). 5: Corteza oceánica y manto superior.

En 1983, BANDA et al. presentan un mapa del litoral valenciano con indicación de las profundidades estimadas del Moho, en el que se observa una cuña de adelgazamiento cortical que se adentra en la costa en dirección NO.

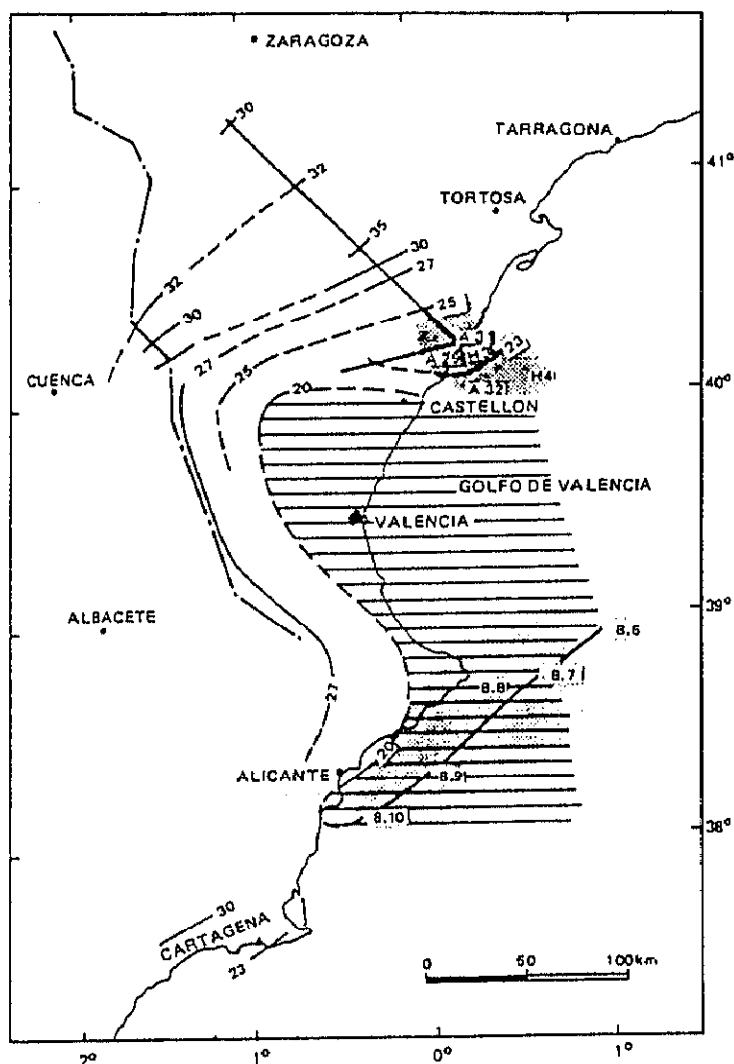


FIG. nº 32. Distribución de la profundidad del MOHO en la zona de Valencia.
In BANDA et al. 1983, pp. 635.
El área rayada indica zonas de menos de 20 Km de espesor cortical.

En 1988 M. FERNANDEZ, M. TORNE y H. ZEYEN presentan un modelo térmico de la litosfera desde la cuenca de Aquitania hasta Mallorca. En su interpretación definieron tres capas (las potencias son aproximadas y referidas a la costa de Tarragona, entre los 250 y los 300 Km. del perfil, o entre 50 Km. tierra adentro y la costa):

- a) 1 Km. de cobertera sedimentaria de materiales carbonáticos y detríticos.
- b) Corteza superior. Rocas ígneas esencialmente ácidas, (granitoides). Se extiende hasta los 30 Km. de profundidad y hacia la costa sube muy rápidamente hasta los 20Km.
- c) Corteza inferior, de composición básica (granulitas), que con el mismo buzamiento que la superior, pasa de 37 a 26Km.

Coincidiendo con la parte meridional del mismo perfil se realizó un estudio de los valores gravimétricos y sísmicos, generándose un modelo muy similar al anterior para las siguientes densidades (TORNE, M. Y BANDA, E. 1988):

- a) Cobertera sedimentaria 2.40 g/cm³
- b) Corteza superior 2.75 g/cm³
- c) Corteza inferior 2.93 g/cm³
- d) Manto 3.28 g/cm³ (3.05 g/cm³ el anómalo)

Según este estudio, el surco de Valencia presenta un adelgazamiento cortical que llega a situar el Moho a 13 Km. de profundidad, bajo el cual, con un espesor máximo de 27 Km. aparece una "zona de transición" (densidad 3.05 g/cm³) entre la corteza inferior y el manto (Véase fig. 33, pag. 134).

FONTBOTÉ J.M. et al. (1990), en un estudio del Cenozoico del surco Valenciano indican un espesor de 5-6 Km de sedimentos sobre un zócalo mesozoico a la altura de Valencia.

M. TORNE et al. (1992), realizan un estudio sísmico-gravimétrico en la misma zona que en 1988 e indican la siguiente estructura cortical para la Cuenca de Valencia (Véase fig. 34, pag. 103):

- a) Cobertera con velocidades de hasta 4.8 Km/seg.
- b) Corteza sup. con velocidades de 5.9 o 6.1 hasta 6.4 Km/seg. Densidad 2.75 g/cm³
- c) Corteza inf. con velocidades de 6.4 a 7.0 Km/seg. Densidad 2.95 g/cm³
- d) Manto superior transicional ligeramente anómalo: 7.6 a 8.0 Km/seg.
Densidad 3.3 a 3.2 g/cm³

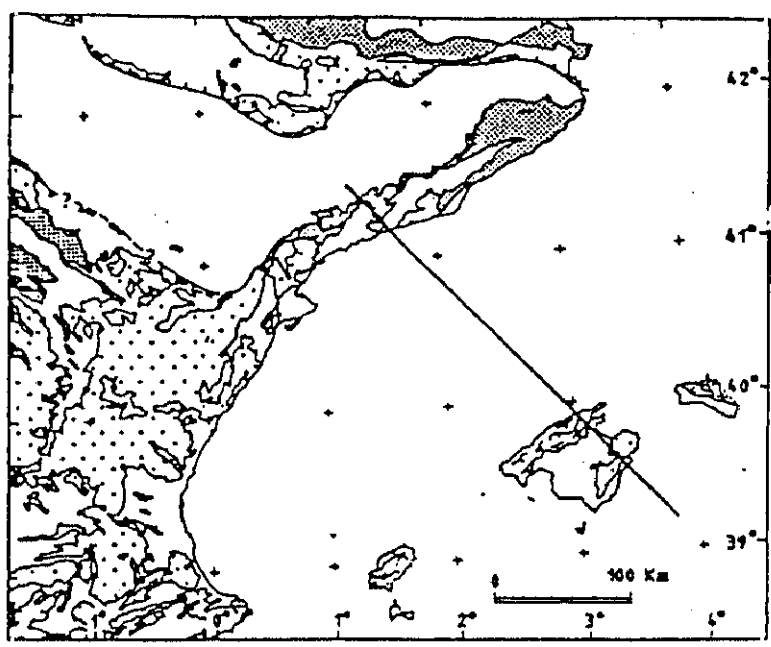


FIG. nº 33 a. Situación del perfil entre Cataluña y Baleares.

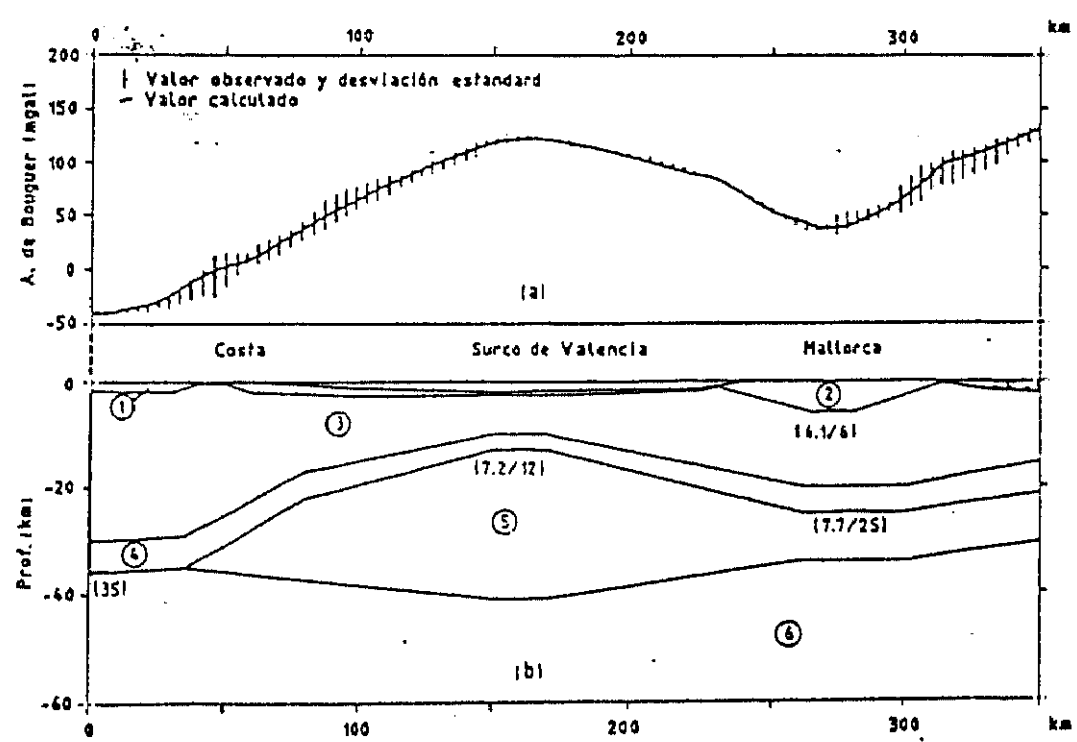


FIG. nº 33 b. Perfil gravimétrico y sísmico entre Cataluña y Baleares.
In TORNE y BANDA, 1988, pp. 231 y 233.

En esta modelización (Véase fig. 34, pag. 103), obviamente muy parecida a la de 1988, las densidades de las diferentes capas han aumentado y ya no aparece definido el manto anómalo, aunque sí su menor densidad, 3.2 g/cm^3 en este caso. La potencia total de la corteza es muy variable, oscilando entre los 14 Km del centro de la cuenca hasta los 20 a 23 Km del margen catalán. Curiosamente, mientras que se considera el Moho menos profundo en las zonas continentales, la corteza inferior se acuña y desaparece en el centro de la cuenca, manteniéndose la corteza superior.

DAÑOBEITIA et al. (1992) coinciden en estos datos y en sus valores medios. Su interpretación difiere en el acunamiento de la corteza inf., que no consideran.

La corteza sup. presenta una velocidad media de 6.0 Km/seg.; la inf. de 6.4 Km/seg. que alcanza los 6.8 Km/seg. en el límite Corteza-Manto; y el manto presenta una zona superior anómala con velocidades de 7.8 Km/seg.

La cobertera presenta bloques de distintas densidades, con grandes variaciones.

El Moho se encuentra a unos 13-15 Km de profundidad en el centro de la Cuenca, desciende a 22-24 Km en las costas y alcanza los 30-32 Km a 40 Km tierra adentro. (Véase fig. 35, pag. 104)

Indican que este adelgazamiento de la corteza en la Cuenca está ligado a los procesos de rifting que ha sufrido, y además que existen diferencias en la estructura profunda de la corteza entre los bordes y el centro de la Cuenca.

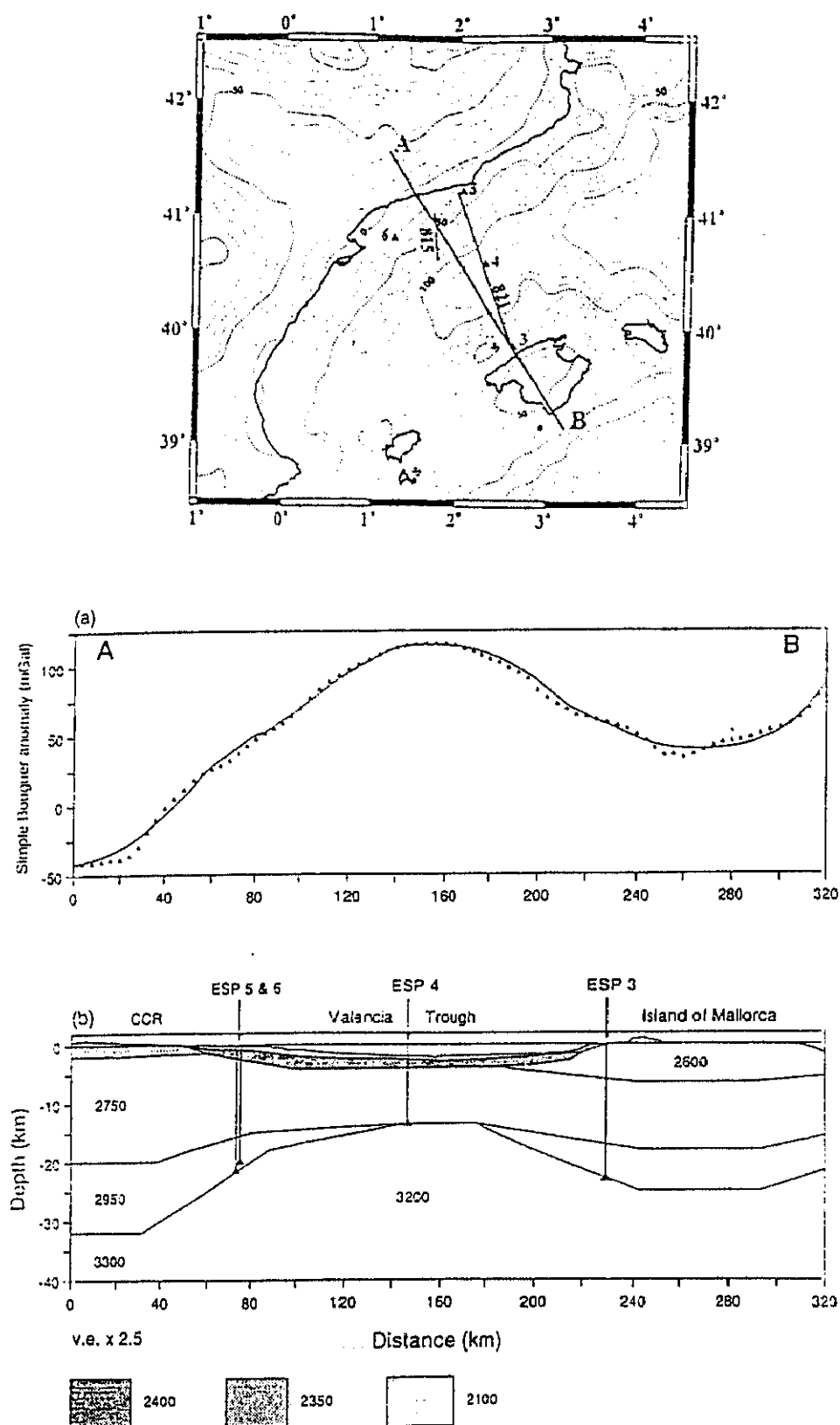


FIG. nº 34. Perfil gravimétrico y sísmico entre Cataluña y Baleares (Nuevos datos).
In TORNE et al. 1992, pp. 17.

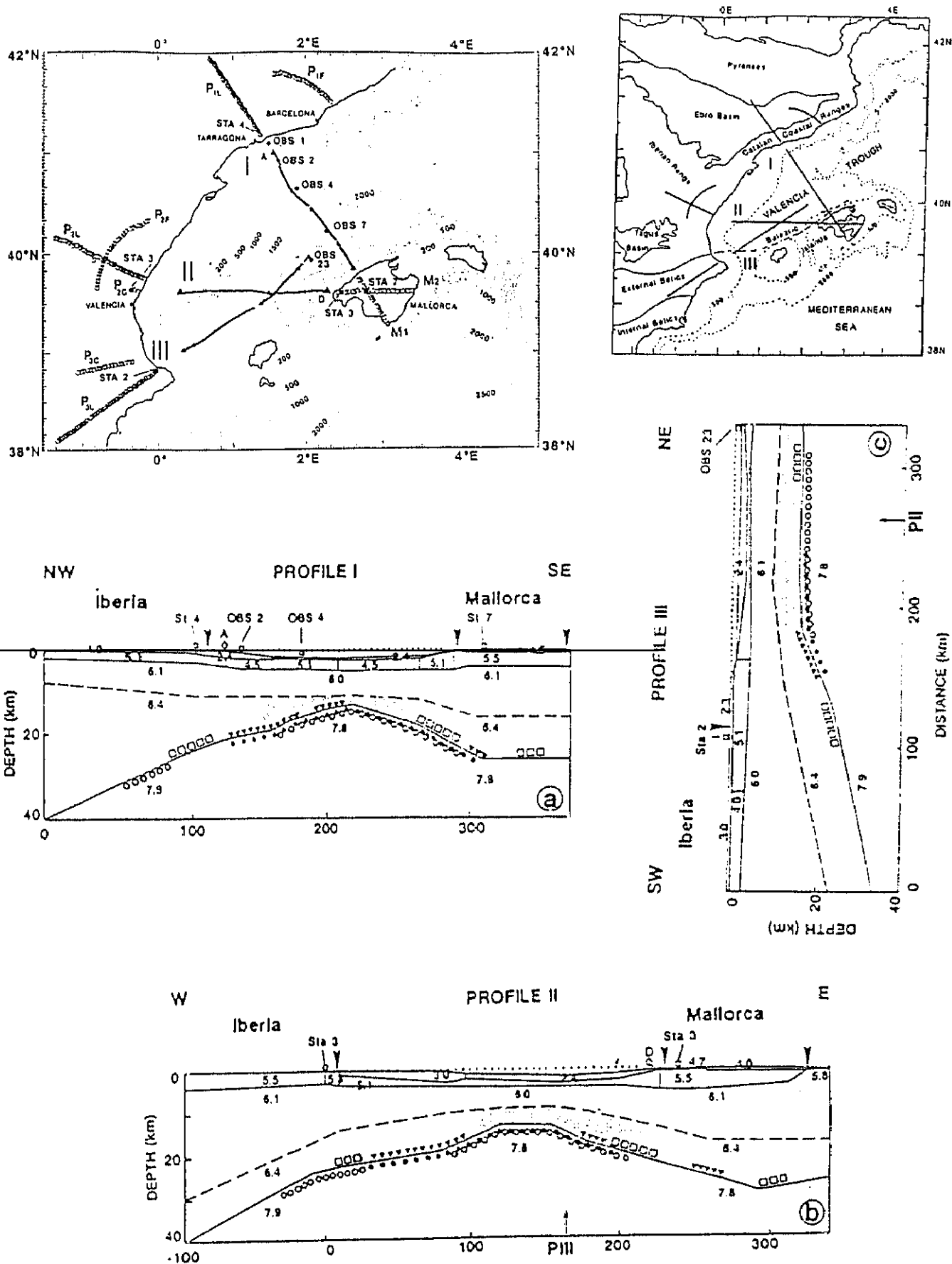


FIG. nº 35. Perfiles sísmicos entre la Península y las Islas Baleares.
In DAÑOBEITIA et al. 1992.

II.4.5) MAR DE ALBORAN

En 1975 MORELLI, PISANI y GANTAR, presentan su estudio sobre el Mediterráneo Oriental, en el que, en base a los datos del perfil nº 199 de sísmica de refracción (FAHLQUIST D.A. 1963, y FAHLQUIST D.A. y HERSEY J.B. 1969) para el mar de Alborán, indican la siguiente estructura vertical:

- a) 2000 m de agua
- b) 2000 m de sedimentos no consolidados. (1.8 - 2.9 Km/s)
- c) 3500 m de basamento oceánico (basaltos, 5.1 Km/s)
- d) ? de corteza intruida de rocas básicas (7.7 Km/s)

Lo que parece configurar una corteza oceánica derivada de un proceso extensional. (MORELLI et al. 1975)

El Instituto de Física del Globo de París realizó en 1974 tres perfiles sísmicos en el Mar de Alborán, obteniendo las siguientes conclusiones:

La Corteza bajo el Mar de Alborán parece ser continental (velocidades de ondas entre 6 y 6.3 Km/s) y de escaso espesor (a 17 Km se encuentra el Moho, que buza al N con una pendiente del 3%). El manto presenta características ligeramente anómalas (velocidades de ondas de 7.7 Km/s, inferiores en 0.4 a lo esperado. Densidad 3.23 g/cm³). (HATZFELD, D. y BOLOIX, M. 1976) (HATZFELD, D., 1976). Este valor de 17 Km de espesor lo encuentran también CASAS y CARBÓ (1990) y BANDA et al. (1980 c) en su interpretación del mapa de anomalías de Bouguer.

Al N, bajo Almería, la corteza se ha engrosado hasta los 40 Km y el Manto presenta ya una densidad de 3.33 g/cm³. Esta profundidad se mantiene bajo la cordillera Bética y mas o menos bajo las zonas externas comienza a disminuir hasta los 36 Km. (Véase fig. 36, pag. siguiente).

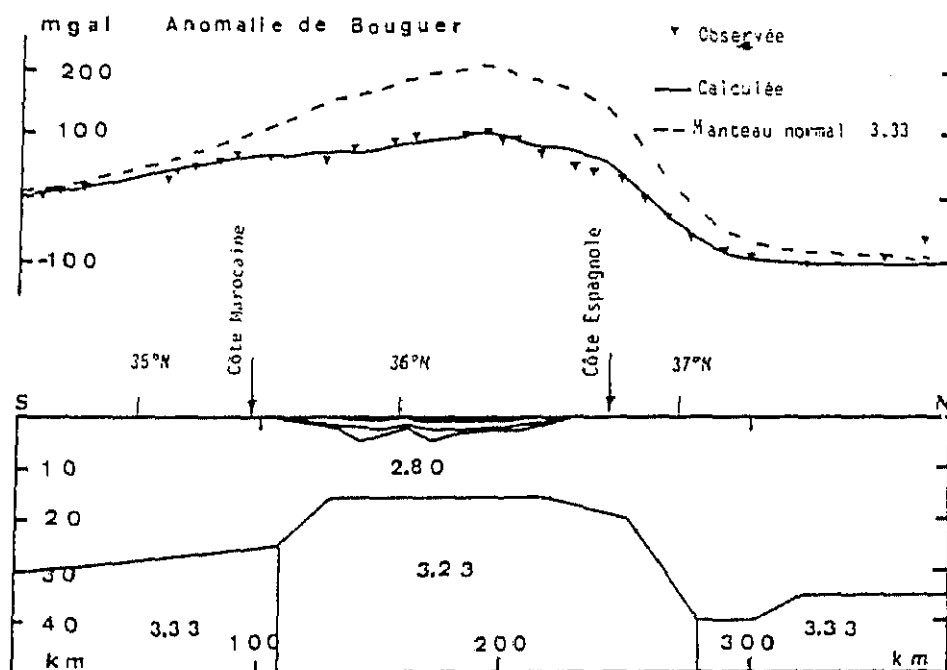
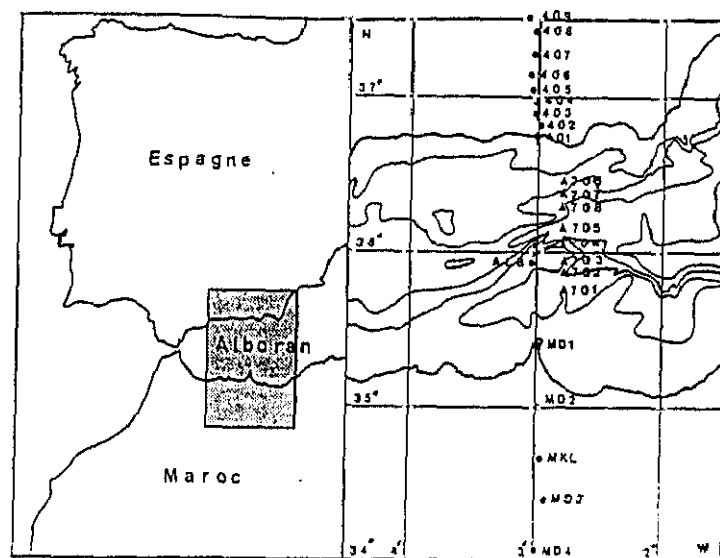


FIG. n° 36. Corte gravimétrico del Mar de Alborán y sus costas por el meridiano 3° O. Las densidades consideradas son: agua: 2.67 g/cm³; Pliocuaternario 2.2 g/cm³; sedimentos 2.5 g/cm³.

(In HATZFELD, 1976 pp. 1023)

CAP. III

METODOLOGIA

El método gravimétrico se basa en la medición e interpretación de las pequeñas variaciones de este campo potencial sobre un nivel de observación determinado.

Según GRANT y WEST (1965), los materiales corticales contribuyen al valor de G solamente con un 3% del total y si consideramos los 5 kilómetros superficiales, este porcentaje queda reducido al 0.05%. Por todo ello, la variación del campo gravitatorio debida a la influencia de la Corteza debe ser medida con instrumentos de gran sensibilidad y corregida de todas las influencias que no tengan un estricto origen geológico. Estas variaciones, así medidas y corregidas, pueden ser interpretadas como debidas a probables distribuciones de masas en profundidad.

III.1 INSTRUMENTACION

III.1.1 INTRODUCCION.

El instrumental utilizado en la toma de datos en nuestra investigación consiste en un Gravímetro **LACOSTE-ROMBERG** modelo **G n° 953** y un altímetro **PAULIN MICRO** modelo **MDM-5** serie **GT3528**, ambos pertenecientes al Departamento de Geodinámica Interna de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

La utilidad y precisión del altímetro es conocida y apreciada en su justo valor por su uso en numerosos trabajos e investigaciones del Departamento desde hace años.

El Gravímetro, de reciente adquisición, ha sido contrastado y aquilatado en este y otros recientes trabajos, obteniéndose con él excelentes resultados, como más adelante comentaré.

III.1.2 GRAVÍMETRO.

Los Gravímetros Lacoste-Romberg han sido fabricados bajo numerosos nombres: Askania, Frost, Magnolia, North American; todos ellos derivan de modificaciones del sismógrafo vertical de período largo ideado por L.J.B. LaCoste en 1934. Este tipo de gravímetros se basa en el concepto de "muelle de longitud cero", en el cual, la longitud total es proporcional a la tensión ejercida sobre él. La lectura se realiza en base a contrarrestar, la fuerza ejercida por la gravedad sobre una pequeña masa interna a fin de volverla a su posición inicial.

Debido a que todas sus partes son metálicas, posee unos coeficientes de expansión y contracción mayores que los del cuarzo, por lo que estos gravímetros se encuentran blindados y aislados en el interior de un doble cofre de metal desmagnetizado, en el que se mantienen unas condiciones térmicas constantes, lo que elimina la necesidad de realizar la corrección de temperatura. Tampoco es afectado por las fluctuaciones barométricas.

cas. Son los aparatos de mayor precisión dentro de su tipo (hasta 0.01 mgal.) y casi no presentan deriva instrumental; sus factores de calibración se mantienen casi constantes (la deriva indicada por el fabricante es de 0.5 a 1 mgal/mes).

El modelo G posee una escala universal que no necesita ajuste y cuya correlación es de aproximadamente 1.024; es decir: una unidad en la escala del aparato corresponde a 1.024 miligales.

III.1.3. ALTIMETRO.

El altímetro empleado en este trabajo presenta un rango de medidas entre -100 y +2500 m., con una sensibilidad de ± 0.05 m. Admitimos que, tal y como indican Verheijen y Ajakaiye (1980), el error de lectura es de ± 1.6 m., correspondiendo al error de calibración el $\pm 3\%$ de esa cifra, es decir, ± 48 mm. Esto es válido para una temperatura de 50 F., por lo que, en mediciones realizadas a diferentes temperaturas, habrá que efectuar correcciones de las mismas; con esta intención, en cada estación se realizó una medida de temperatura, mediante el empleo de un termómetro y aplicando posteriormente los factores de corrección que para las diversas temperaturas indica el fabricante.

Este tipo de altímetros (barométricos) se basan en la medición de la neutralización del efecto ejercido por la presión atmosférica sobre un diafragma de gran sensibilidad. Su principal problema es que la presión atmosférica no oscila solo (ni siquiera es el factor principal) en función de la altitud, sino por las normales y cotidianas variaciones climáticas. En todas las mediciones realizadas tenemos pues un efecto achacable a la variación de la altitud, otro a la variación de la presión por factores climatológicos, e incluso otro a la deriva instrumental (amén de la variación por temperatura). Corregir estos efectos uno por uno sería complejo y dilataría enormemente la toma de datos en el campo, por lo que hemos optado por minimizarlo en lo posible admitiendo que estas variaciones son lineales para períodos cortos de tiempo. Hemos establecido el límite en dos horas y para ese período realizamos las correcciones de deriva.

El inicio y final de cada itinerario se ha realizado siempre sobre un vértice geodésico y a lo largo del recorrido se han tomado todas las medidas posibles sobre vértices geodésicos cercanos (independientemente de que en ellos se tomaran medidas gravimétricas o no) con el fin de calibrar el altímetro y reducir todo lo posible los efectos de deriva.

III.2. TOMA DE DATOS.

III.2.1. INTRODUCCION.

Los datos empleados en esta investigación proceden de dos fuentes distintas:

A) De los levantamientos gravimétricos que hasta los años 70 realizó en la región el **INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL**, existen 597 estaciones registradas dentro de nuestra zona. En una primera revisión, se eliminaron 36 por presentar coordenadas erróneas, restando 561 (Véase fichero **TESIGN.ORD**). Todas ellas se han analizado y estudiado por separado, realizándoles la corrección topográfica (Hammer) y un nuevo cálculo del valor de la gravedad (reduciéndola a los valores para el elipsoide del 67) y de la anomalía de Bouguer, a fin de homogeneizarlas con nuestros datos.

En la orla de la zona existen 958 estaciones (Véase fichero **ORLAIN.DAT**), lo que nos da un total de 1555 estaciones del IGN usadas en este estudio. Estas estaciones se encuentran muy desigualmente repartidas, pues se localizan en su totalidad sobre la red de carreteras de la zona. Por ello dicho levantamiento no resulta adecuado para una investigación de estas características, pero es de gran utilidad como contraste, control y ayuda de nuestro levantamiento.

B) Por nuestra parte, hemos realizado una red de 27 bases gravimétricas, unidas en dos puntos de la **RED FUNDAMENTAL** de bases (Albacete y Hellín).

En un principio se tenía previsto unir también en Almansa, en la Estación de Ferrocarril, pero se comprobó con sorpresa que dicha estación ha sido cambiada de lugar, manteniendo, no obstante, y con fines meramente estéticos la antigua placa de nivelación topográfica, aunque la **variación vertical sea del orden de los 10 m.**

La precisión y poca deriva del gravímetro hizo innecesario el uso de esta red y sus datos se han incorporado al trabajo como estaciones de precisión y control.

Se realizaron además 830 mediciones gravimétricas intentando cubrir lo más homogéneamente posible la zona objeto de estudio.

Resumiendo, en este trabajo se han usado 2412 medidas gravimétricas repartidas como sigue:

Orla de la zona: 958 medidas del IGN

Zona:..... 597 medidas del IGN

..... 830 medidas con el **LACOSTE-ROMBERG**

..... 27 bases realizadas con el **LACOSTE-ROMBERG**

III.2.2. LEVANTAMIENTO.

El levantamiento gravimétrico se ha realizado en cuatro campañas de campo, entre Noviembre de 1989 y Octubre de 1990.

III.2.2.1. LEVANTAMIENTO DE LA RED DE BASES.

1ª Campaña: Durante el mes de Noviembre de 1990 se realizó el levantamiento de la red de bases (27 bases) mediante paso de peregrino, comprobándose la mínima deriva del gravímetro. Hemos de destacar que esta red de bases se levantó ante la posibilidad de proseguir la toma de datos mediante un gravímetro Worden; como esto no fue necesario, la precisión del Lacoste nos ha permitido no hacer uso de ella y sus datos han sido incorporados como estaciones normales.

Los datos de esta campaña son los siguientes: (Véase fichero TESBAS.DAT)

Nº de ITINERARIO	Nº de BASES	FECHA	TIEMPO (minutos)	DERIVA TOTAL	DERIVA mg/h
1	9	11-XI	326	+0.318	+0.058
2	9	12-XI	310	-0.225	-0.043
3	9	12-XI	257	+0.103	+0.024
4	10	13-XI	393	+0.125	+0.019
5	10	14-XI	276	-0.036	-0.008
6	10	14-XI	253	+0.148	+0.035
7-8	11-11	18-XI	740	+0.286	+0.023
9	11	19-XI	376	+0.137	+0.021
10	6	21-XI	150	+0.031	+0.012
11	6	21-XI	263	-0.031	-0.004
12	5	22-XI	64	+0.031	+0.029

Como se puede observar, las derivas oscilan entre un máximo de 58 milésimas y un mínimo de 4 milésimas de miligal.; es decir, entre 58×10^{-3} mlgal. y 4×10^{-3} mlgal.

En la selección de la ubicación de las bases se tuvieron en cuenta los siguientes aspectos:

1.- Que no existiera duda en cuanto a su exacta localización. Por ello se han centrado, fundamentalmente, en Iglesias y Estaciones de Ferrocarril, lugares de cota cono-

cida y precisa, pues son vértices geodésicos de tercer o segundo orden de los levantamientos topográficos nacionales.

2.- Los condicionantes geográficos, que, en algunas zonas, de difícil orografía, nos obligó a prever puntos de fácil acceso y útiles para los diferentes itinerarios de la zona, manteniendo siempre la precisión en el valor gravimétrico y altimétrico.

3.- Que, en lo posible, estuvieran situadas en zonas planas y llanas, sin que existiera ningún relieve, trinchera, zanja a menos de 50 m., a fin de minimizar la corrección topográfica cercana.

Dos de las bases que hemos usado (Albacete y Hellín), coinciden con las bases de la Red Fundamental, por lo que tenemos los valores absolutos de "g" en todas ellas, y resulta automático el paso a valores absolutos para todas las mediciones efectuadas en nuestro levantamiento.

En el ANEXO 1 se relacionan todas estas bases, con sus características y valores de G (observada y teórica), juntamente con el mapa de localización, una fotografía y croquis de la misma, según las especificaciones de la "Norma Española para la prospección geofísica terrestre (método Gravimétrico)" UNE 22-611-85, documento que, a partir de este punto, citaré como la "NE".

III.2.2.2. LEVANTAMIENTO DE ESTACIONES.

Dada la precisión del gravímetro observada durante la creación de la red de bases, y la constatación de que la deriva era prácticamente lineal, se consideró que la variación de la deriva a lo largo del día, dentro de los bajos valores obtenidos era despreciable. En función de ello se superó la limitación de las dos horas para las mediciones de gravedad y se controlaron las medidas al inicio y final de la jornada. El tipo de itinerarios fue muy variado: trayectos desde 4 horas hasta 13 horas de duración; por la mañana, por la tarde, o todo el día. Las aperturas y cierres se realizaron en la base de la Red Fundamental situada en Albacete, sin que en ningún caso pudiesen constatarse derivas superiores a los 0.04 mgal/h.

El uso del gravímetro Lacoste-Romberg obvió la necesidad de la red de bases que habíamos levantado, las cuales han quedado como estaciones de alta precisión, repetidas en diferentes itinerarios, y que han servido como elementos de control y de cálculo del error cometido en las lecturas.

A lo largo de tres campañas, se han tomado un total de 830 medidas en el campo, de las que 51 están repetidas, (de lo que resulta un total de 779 estaciones), repartidas en 30 itinerarios, de la siguiente manera:

2ª Campaña: Tuvo lugar durante los meses de Enero y Febrero de 1990, levantándose 401 estaciones, repartidas en los siguientes itinerarios:

Nº de ITINERARIO	Nº de ESTAC	FECHA	TIEMPO (minutos)	DERIVA TOTAL	DERIVA mg/h
1	34	16-II	449	+0.048	+0.006
2	56	18-II	808	-0.121	-0.008
3	45	20-II	688	+0.098	+0.008
4	52	22-II	742	+0.430	+0.034
5	37	23-II	504	-0.052	-0.006
6	22	25-II	286	-0.189	-0.039
7	30	26-II	603	+0.065	+0.006
8	50	27-II	729	-0.048	-0.003
9	46	2-III	643	+0.048	+0.004
10	29	3-III	490	-0.053	-0.006

3ª Campaña: Tuvo lugar durante el mes de Julio de 1990, levantándose 207 estaciones, repartidas en los siguientes itinerarios:

Nº de ITINERARIO	Nº de ESTAC.	FECHA	TIEMPO (minutos)	DERIVA TOTAL	DERIVA mg/h
11	21	8-VII	578	+0.005	+0.0005
12	31	9-VII	666	-0.002	-0.00018
13	27	10-VII	363	-0.122	-0.020
14	17	11-VII	751	+0.095	+0.007
15	40	12-VII	604	+0.080	+0.007
16	33	13-VII	639	+0.166	+0.015
17	38	15-VII	687	+0.118	+0.010

4ª Campaña: Tuvo lugar durante los meses de Septiembre y Octubre de 1990, levantándose 211 estaciones, repartidas en los siguientes itinerarios:

Nº de ITINERARIO	Nº de ESTAC.	FECHA	TIEMPO (minutos)	DERIVA TOTAL	DERIVA mg/h
18	26	29-IX	525	+0.157	+0.017
19	30	1-X	475	+0.106	+0.013
20	55	2-X	794	+0.059	+0.004
21	37	3-X	706	+0.021	+0.0017
22	36	4-X	762	+0.004	+0.0003
23	27	5-X	610	+0.036	+0.003

Se aprovecharon, además, 11 estaciones medidas por triplicado durante el levantamiento de la red de bases, en los itinerarios que hemos numerado: 24, 25 y 26.

Nº de ITINERARIO	Nº de ESTAC.	FECHA	TIEMPO (minutos)	DERIVA TOTAL	DERIVA mg/h
24	5	18-XI-89	740	+0.286	+0.023
25	2	19-XI-89	376	+0.137	+0.021
26	4	21-XI-89	263	-0.031	-0.007

En el ANEXO 2 se relacionan todos los itinerarios de levantamiento de bases y estaciones, con indicación de sus coordenadas y valores de cota, lectura del gravímetro, hora, G observada, deriva, G teórica, Anomalía de Bouguer y localización del punto.

III.2.2.3. CONTROLES.

Conforme se tomaron las medidas, se fueron repitiendo las mediciones en cierto número de estaciones, a fin de contrastar las diferencias y calcular el grado de precisión de los datos obtenidos.

Hemos calculado, para los diferentes grupos de medidas tratadas, la diferencia media encontrada, la desviación estandar y el error cuadrático medio.

Densidad de los datos tomados.

Nuestra zona comprende 21 hojas 50.000, con una extensión de 11253.55 Km.². Este área ha sido cubierta con un total de 1352 estaciones, sin contar las repeticiones de control y eliminadas las erróneas, lo cual representa una densidad de 0.120 estaciones cada Km², o, lo que es lo mismo, una media de una estación cada 8,32 Km². El conjunto presenta, aproximadamente, una estación cada 3 Km. lineales. Todos estos datos están dentro de los intervalos establecidos por la NE para una escala de trabajo 1:200.000, que es la aquí empleada.

III.2.2.3.1. CONTROL DE LAS MEDIDAS GRAVIMETRICAS.

De las 779 estaciones levantadas con el Lacoste, se volvieron a medir 51 de ellas, lo que representa el 6.54% de las mismas, obteniéndose los siguientes datos de su estudio:

Diferencia media: 0.2224 mlgal.

Error cuadrático medio: 0.2126 mlgal.

Desviación estandar: 0.2023

III.2.2.3.2. CONTROL DE LAS MEDIDAS DE ALTIMETRIA.

De la misma forma que se hacía la repetición de las medidas gravimétricas, se realizó la de las medidas de altitud, obteniéndose los siguientes valores en el control de estaciones:

Diferencia media: 1.7878 m.

Error cuadrático medio: 1.5061 m.

Desviación estandar: 1.1577

III.2.2.3.3. CONTROL DE LAS COORDENADAS DE LAS ESTACIONES.

Las coordenadas U.T.M. de cada punto se han obtenido en base a su localización en mapas topográficos 1:50.000, por lo cual, el grado de precisión máximo podemos establecerlo en 1mm., o, lo que es lo mismo, 50 m. en la realidad.

Es por esta razón por la que en la confrontación que efectuamos de los datos del I.G.N. con los nuestros, aceptamos como la misma localización aquella que presente una diferencia menor de 50 m.

Estos 50 m representan, por la corrección de latitud, una posible variación de 0.03 miligales como máximo.

III.2.2.3.4. CONTROL DE LAS CORRECCIONES TOPOGRAFICAS.

En todos los casos en los que se repitió la medición, se calcularon también, de nuevo, las correcciones topográficas mediante las tablas de Hammer, obteniéndose en la comparación de las medidas los siguientes valores:

CORRECCIONES	C. cercana	C. media	C. lejana
Diferencia media:	0.0016	0.0083	0.0066
Error cuadrático medio:	0.0018	0.0084	0.0060
Desviación estandar:	0.0019	0.0086	0.0053

La suma total de los errores acumulados en las diferentes mediciones y correcciones nos dará el error total que presentan nuestros mapas de resultados:

MEDICIONES	Valor	Mlgals	Error cuadrático
Levantamiento Gravimétrico:			0.2126
Levantamiento Topográfico:	1.5061 m	0.2962	0.0877
Localización cartográfica:	50 m	0.03	0.009
Corrección topográfica:			0.0162

El error cuadrático total es pues 0.3255.

III.3. CORRECCIONES.

En el transcurso de la toma de datos en el campo, al medir las variaciones relativas de la componente vertical del campo gravitatorio, nuestros datos se encuentran afectados por diferentes efectos, cuya influencia hemos de eliminar a fin de obtener unos valores debidos, en exclusiva, a la litología.

Las correcciones que hemos de realizar son las siguientes:

III. 3. 1) Corrección Lunisolar o de Marea gravimétrica: variaciones de la gravedad, a lo largo del día, producidas por la posición del Sol y de la Luna. Estas variaciones pueden llegar a ser del orden de 0.3 mgal. en períodos de 6 horas (NETTLETON 1976), y de 0.5 mgal. con luna llena y luna nueva.

III. 3. 2) Corrección de la Deriva instrumental: Variaciones en la medida debidas a la acumulación y liberación de tensiones internas del aparato durante el transporte. En el gravímetro utilizado se comprobó al realizar el levantamiento de la red de bases que esta deriva es despreciable en los períodos en que trabajamos.

III. 3. 3) Corrección de FAYE o de Aire libre: variación en la medida, debida a la altura (cota) h a la que se encuentra la estación. Esta corrección tiene un valor de +0.3086 miligales por cada metro de diferencia entre la cota de la estación y el nivel de reducción (que en nuestro caso ha sido el nivel del mar, cota 0) por lo que es fácil comprender la importancia de la precisión de las medidas altimétricas.

III. 3. 4) Corrección de Bouguer: Debida a la masa correspondiente a la altura h de la estación.

Un problema siempre presente a la hora de realizar esta corrección estriba en la determinación de la densidad: ¿Qué es preferible: trabajar con densidades variables o considerar una densidad media para toda la zona?

En nuestro caso, y dadas las características de un trabajo de interpretación regional hemos optado por trabajar con una densidad media para toda la zona. Para obtener ese valor medio existen varios procedimientos, directos e indirectos:

Un muestreo directo de las diversas litologías existentes y un cálculo en función del volumen que cada una de ellas ocupe. Todas las investigaciones regionales que hemos consultado mantienen sus reservas ante este método, principalmente por su dificultad y enormes márgenes de error. Es un procedimiento adecuado e indispensable en trabajos muy localizados, en los que se posea un exacto conocimiento de la geometría de los diferentes cuerpos y se pueda calcular su volumen. Es prácticamente imposible en trabajos

regionales que abarcan miles de Km², decenas de litologías, desde la superficie hasta el manto y en los que sería prácticamente imposible considerar factores como la presión litostática o el grado de humedad.

Los métodos indirectos (NETTELTON, 1939, GRANT y WEST, 1965) ofrecen también, a escala regional, resultados muy variables, dada la dificultad existente en sus condicionantes (localizarlos sobre accidentes que no sean debidos a causas tectónicas, que no tengan cambios laterales importantes de densidad, correlacionarlos con la topografía)

Al fin y a la postre, como indica BERGAMÍN (1985), el cual compara los resultados de tomar como densidades 2.65 g/cm³, 2.70 cm³ y 2.75 cm³, la variación producida en los mapas al variar la densidad de referencia es mínima, y no afecta prácticamente a las interpretaciones.

Por todo ello hemos optado por trabajar con una densidad media standard, que en nuestro caso, y dado que no tenemos estructuras o litologías que nos hagan pensar en densidades anómalas para toda la zona, estimamos en la densidad de referencia 2.67 gr/cm³.

Dado que esta corrección presenta un valor de (-0.0419 x densidad), en nuestro caso será de -0.111873 mlgal./m.

La corrección de Aire Libre y la corrección de Bouguer juntas constituyen la llamada **Corrección de altura o Corrección combinada.**

$$CC = 0.3086 - 0.1119 = 0.1967 \text{ mlgal/m}$$

III. 3. 5) Corrección topográfica: Variaciones en la medida de g de una estación, debidas a las masas que, en exceso por encima de su cota, y en defecto por debajo de su cota, la afectan. Están también en función de la distancia, pues cuanto más lejos, menos incidencia presentan. Esta corrección la hemos realizado manualmente aplicando las tablas de Hammer (HAMMER, 1939) para las tres zonas que determina:

Cercana: entre 0 y 52.5 m de la estación; se estima en el campo.

Media: desde 52.5 hasta 2.615 m. La hemos calculado sobre los mapas topográficos E. 1:50.000.

Lejana: entre los 2.615 y los 21.950 m. La hemos calculado sobre mapas topográficos E. 1:200.000.

Con el fin de minimizar en lo posible la corrección cercana (el efecto de masas en las zonas A, B, y C), quizá la que más influye en esta corrección, se intentó situar, siempre que fue posible, las estaciones en lugares relativamente planos, lejos de trincheras o relieves abruptos.

III.4. OBTENCION DE ANOMALIAS.

La corrección de los datos gravimétricos obtenidos experimentalmente en el campo tiene por objeto eliminar las distorsiones del campo gravimétrico que no tengan un estricto sentido geológico. Esto es lo que denominamos "anomalías", que representan, en mayor o menor grado, el efecto que un conjunto de rocas, de una densidad y masa determinadas ejercen sobre el campo gravimétrico local.

III.4.1. ANOMALIA DE BOUGUER.

El valor de la Anomalía de Bouguer es el valor de la gravedad en un punto reducida al efecto de la masa de las rocas y a un nivel de referencia 0. Viene dado por la siguiente expresión:

Anomalía de Bouguer =

G (observada) + corrección lunisolar + corrección de deriva + corrección de aire libre + corrección topográfica - corrección de Bouguer - G (teórica).

G (teórica) es el valor teórico de g en ese punto y a cota 0.

En nuestro caso hemos reducido todos los datos, inclusive los del I.G.N. al Elipsoide de 1967 según la fórmula de la gravedad normal establecida por la INTERNATIONAL UNION GEODESY AND GEOPHYSICS (1967):

$G_{67} = 978031.84558 (1 + 0.005278895 \text{ sen}^2 \text{ lat} + 0.000023462 \text{ sen}^4 \text{ lat})$ miligales.

Siendo "lat" la latitud geográfica del punto.

Todas estas correcciones las hemos realizado mediante el programa C2GRAV.BAS (A.CARBO, inédito), cuyos resultados se ofrecen en el ANEXO 2. Los datos del IGN también han sido reprocesados, a fin de homogeneizarlos con los nuestros.

Los valores obtenidos tras todo el proceso de correcciones se presentan en un mapa, con trazado de curvas isoanómalas, y que permite ya la interpretación geológica. En efecto, el mapa de Anomalías de Bouguer muestra la suma de los efectos de todas las masas presentes en la zona (reducido ya a un nivel de referencia cota 0). Estos efectos están en función de la distancia, pues los de las masas muy profundas o muy distantes aparecen muy atenuados, produciendo modificaciones de gran amplitud en las isolíneas, mientras que los de masas o estructuras anómalas cercanas pueden producir fuertes modificaciones de pequeña amplitud y muy puntuales en el mapa.

Para una correcta interpretación de los datos, es necesario separa estos dos efectos, lo que hacemos mediante el cálculo de las Anomalías Residual y Regional.

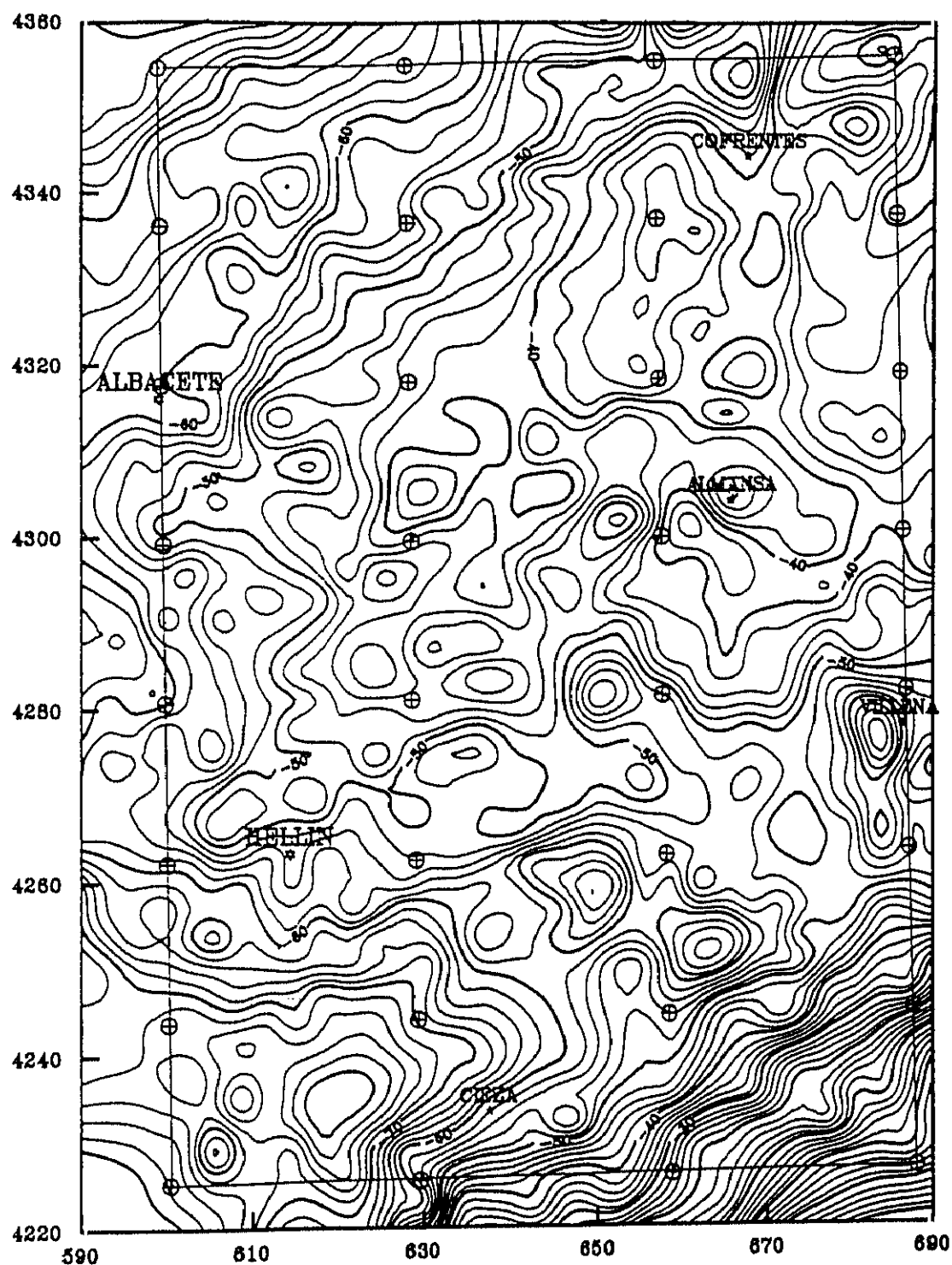


FIG. nº 37. Mapa de anomalías de Bouguer de la zona investigada. E. 1:750000.
Intervalo de isolíneas 2 miligales.

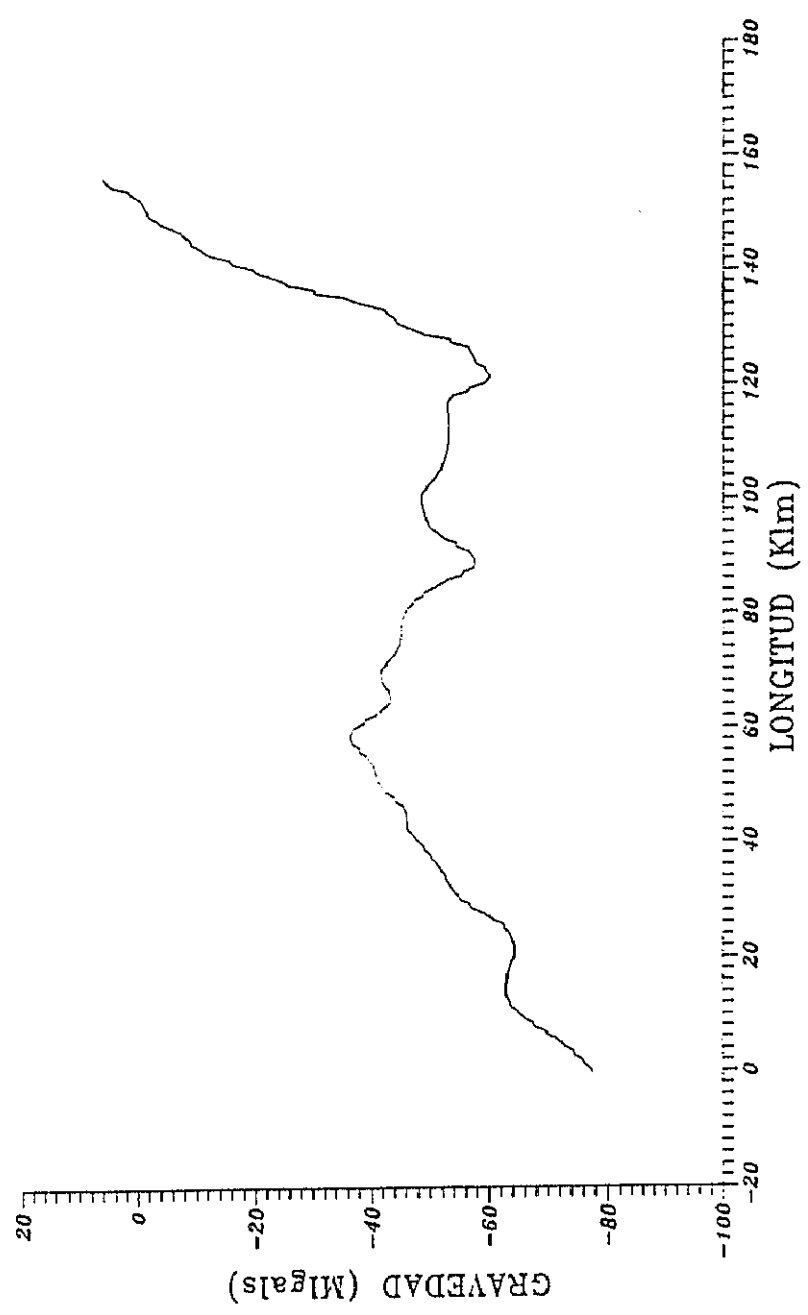


FIG. nº 38. Perfil 1. NO-SE del mapa de anomalías de Bouguer.

III.4.2. ANOMALIA REGIONAL.

Como ya dijimos en el punto III.4.1, la Anomalía de Bouguer incluye todos los efectos de todas las masas presentes en la zona. Para una correcta interpretación de los datos, es necesario separar los efectos que generan anomalías de gran amplitud de aquellos mucho más pequeños y puntuales, lo que hacemos mediante el cálculo de las Anomalías Residual y Regional.

$$\text{ANOMALIA DE BOUGUER} = \text{ANOM. REGIONAL} + \text{ANOM. RESIDUAL}$$

El cálculo de la Anomalía Regional se puede hacer por diversos métodos: Gráficos (Suavización de contornos, de perfiles) o Analíticos (medias aritméticas, mínimos cuadrados, de Griffin, de Saxov y Nygaard, etc.). En nuestro caso el cálculo se ha hecho mediante el ajuste por mínimos cuadrados, de nuestro levantamiento, mediante el programa AJ.EXE (A. CARBÓ, inédito), basado en una determinación por mínimos cuadrados de diversas superficies o planos de variación de la anomalía regional. Este programa realiza un ajuste polinómico de los valores de la anomalía de Bouguer, generando un fichero de resultados de anomalías regionales y otro de anomalías residuales, al sustraer los valores obtenidos para esa superficie determinada, de los valores de Bouguer. Nosotros lo hemos aplicado para la realización del ajuste de superficies mediante polinomios de 1º, 2º, 3º y 4º grado, generando mapas de isolíneas, siempre con sus correspondientes perfiles, a fin de poder realizar una comparación entre todos ellos.

En nuestra investigación buscamos un mapa de tendencias regionales que sea representativo de estructuras de gran longitud de onda, que son las que proceden de los accidentes corticales profundos que queremos investigar. En base a esto hemos hecho varias aproximaciones, con mapas de 1º, 2º, 3º y 4º grado (Véanse figuras 39, 40, 41, 42 y 43 en la página 124 y siguientes), resultando que la mejor representación de las estructuras profundas, de acuerdo con nuestros conocimientos geológicos es el mapa de 3º grado.

Analicémoslos individualmente: lo primero que nos llama la atención es la similitud entre los de 1º y 2º grado por un lado y los de 3º y 4º grado por otro. El mapa de 1º grado detecta una tendencia general regional que pertenecería a un estudio de mucho mayor rango, lo cual no es útil para la escala del trabajo que estamos haciendo ni representativo de las unidades que estamos buscando. El mapa de 2º grado es muy similar al primero; se detecta algún tipo de variación, pero tampoco tiene sensibilidad para captar las unidades que buscamos. Estos dos mapas nos muestran partes de anomalías de longitud de onda mucho mayor de la que buscamos.

El mapa de 3^{er} grado presenta una gran diferencia con los anteriores al detectar fuertes variaciones dentro de la zona. Aparecen ya anomalías amplias pero más pequeñas que las anteriores, representativas de las estructuras que buscamos. En el de 4^o grado ya comienzan a aparecer ruidos (ligeras distorsiones) procedentes de elementos más pequeños y probablemente superficiales. Los dos son parecidos y la variación en la interpretación va a ser mínima. Hemos escogido el de 3^{er} grado por una cuestión de costumbre, al ser el que en Geofísica se suele utilizar y porque teniendo en cuenta los grados de aproximación con que trabajamos las diferencias serían muy pequeñas.

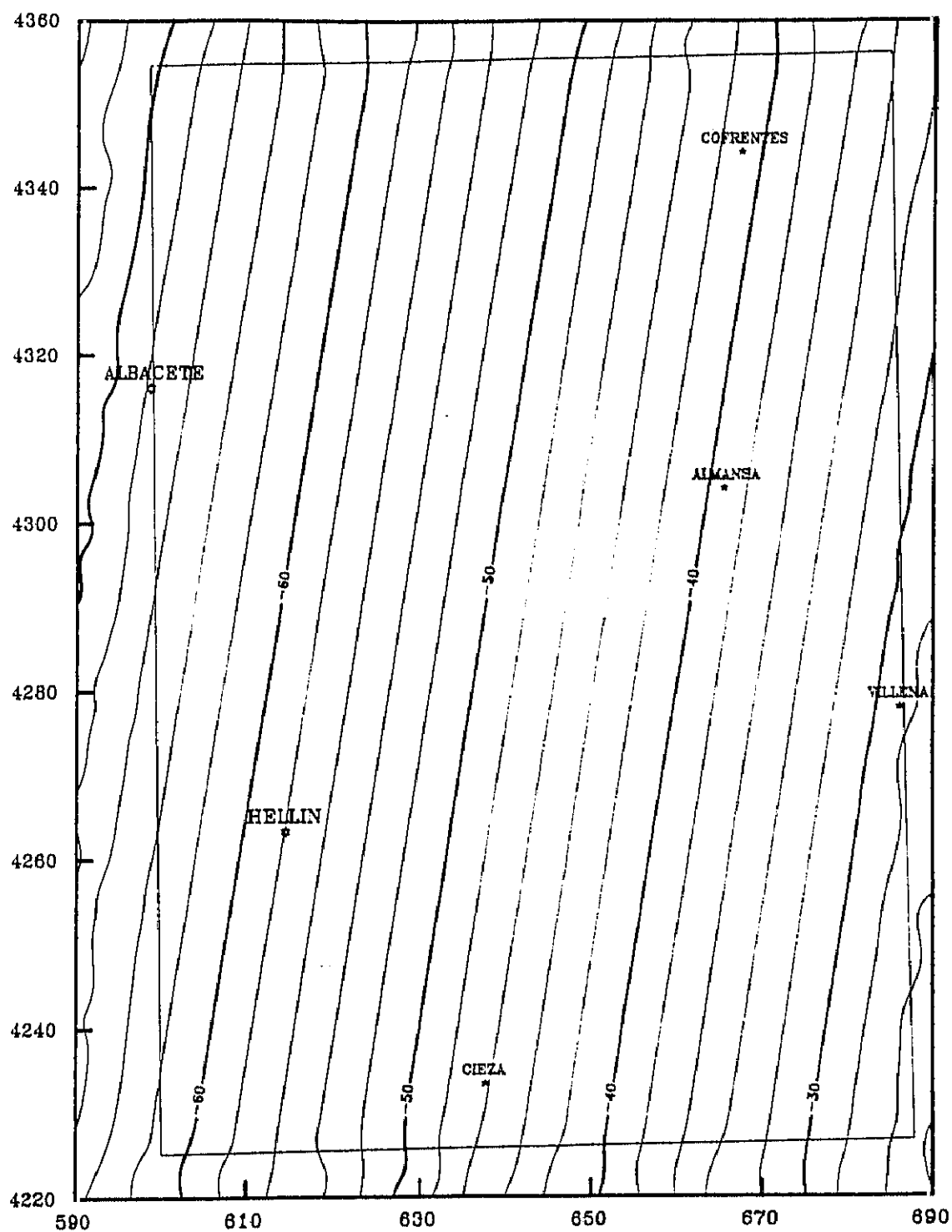


FIG. nº 39. MAPA DE ANOMALIAS REGIONALES. Polinomio de 1^{er} grado.
Intervalo de isólineas = 2 miligales.

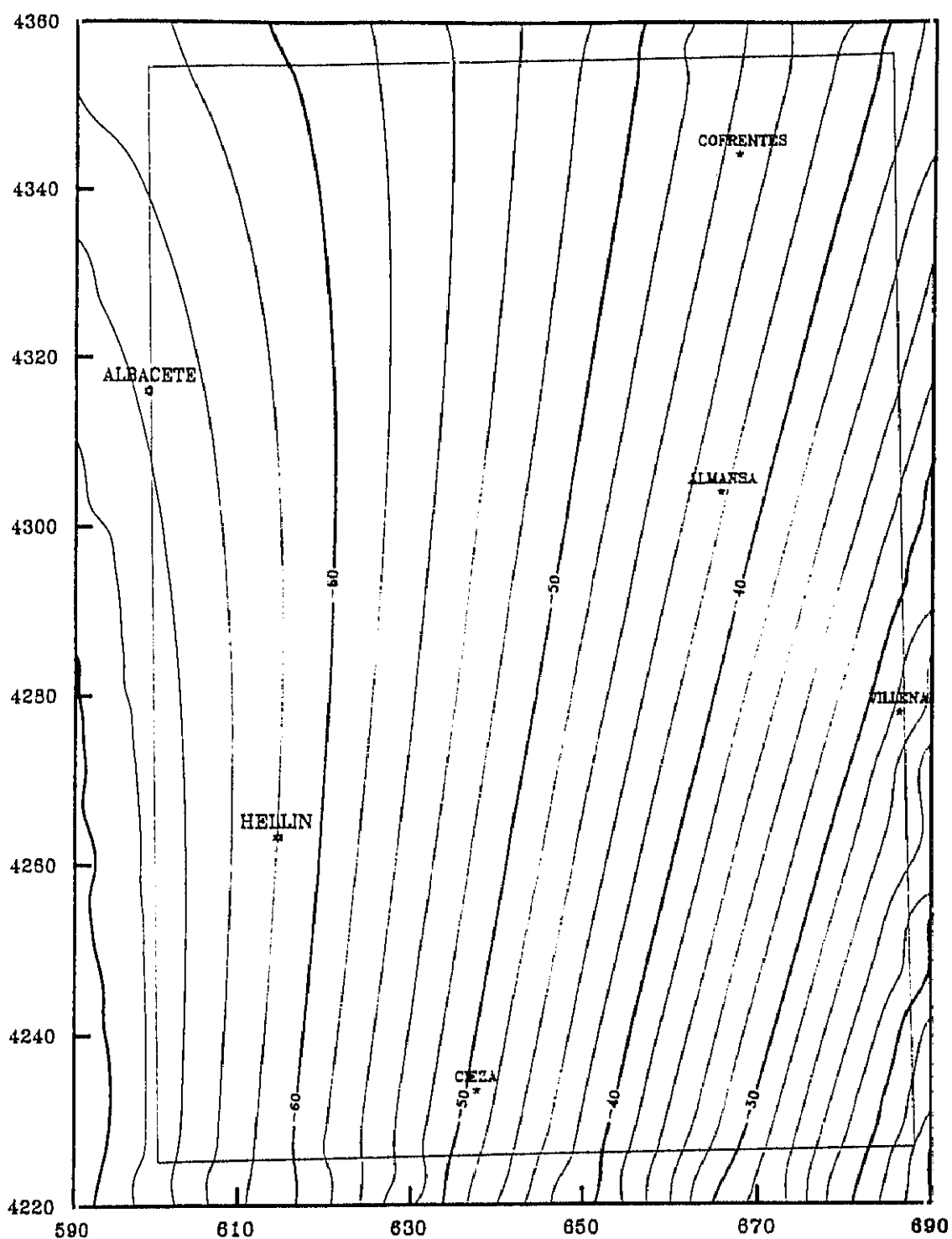


FIG. nº 40. MAPA DE ANOMALIAS REGIONALES. Polinomio de 2º grado.
Intervalo de isolíneas = 2 miligales.

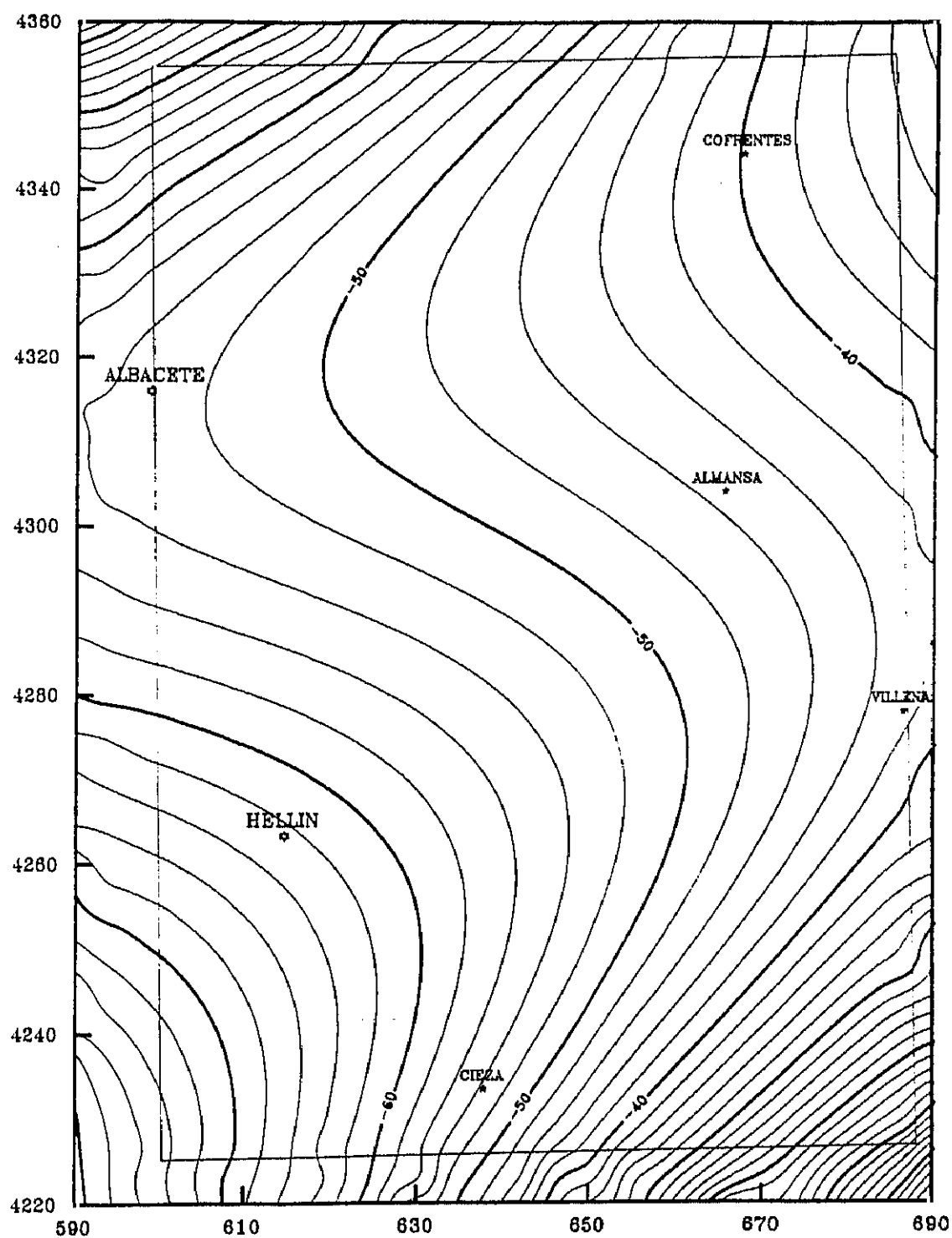


FIG. nº 41. MAPA DE ANOMALIAS REGIONALES. Polinomio de 3^{er} grado.
Intervalo de isolíneas = 2 miligales.

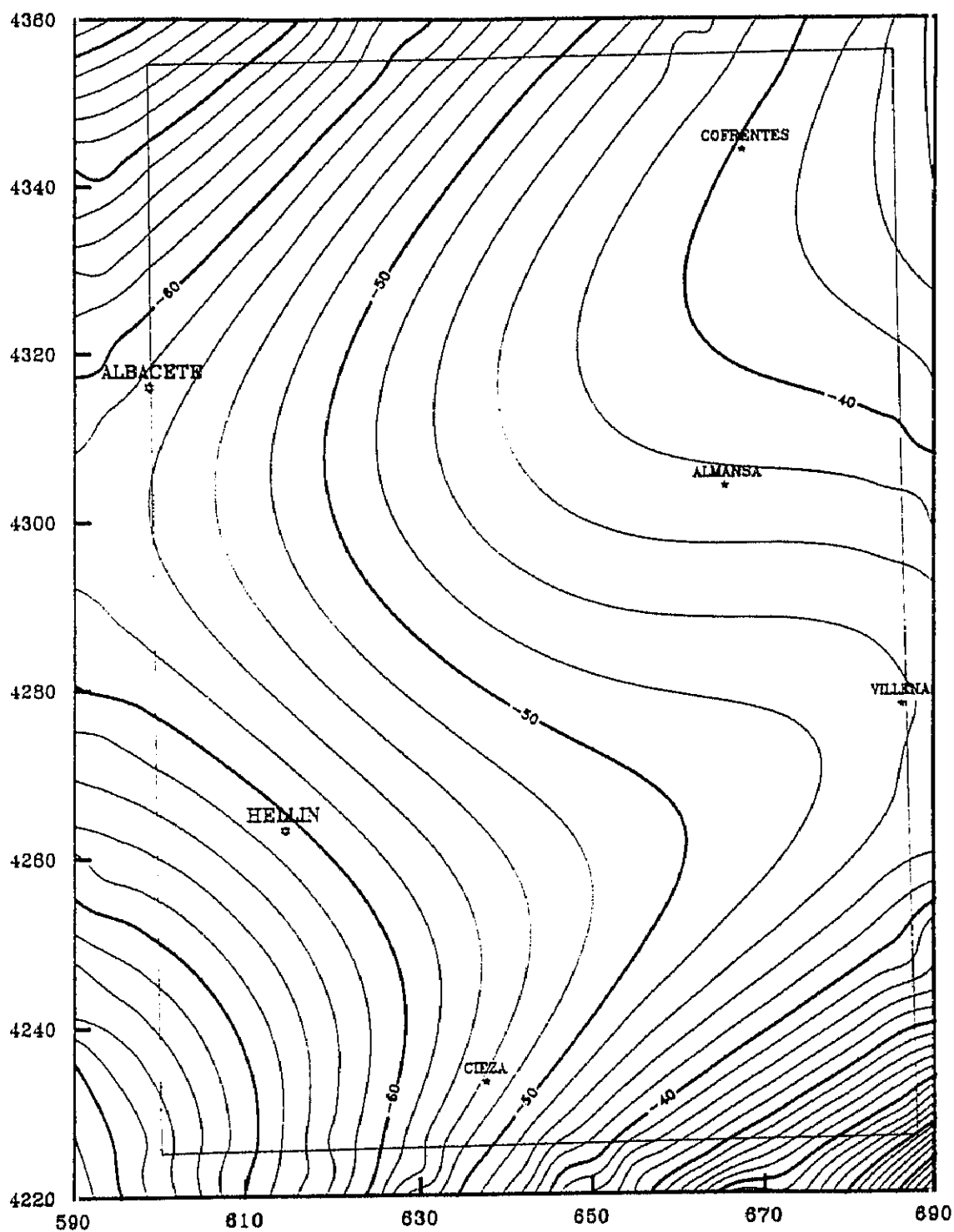
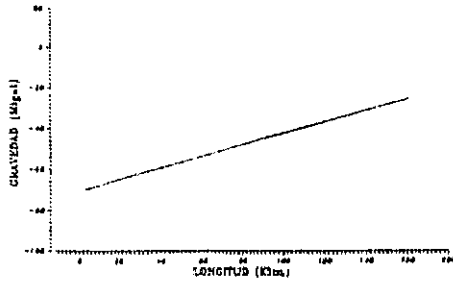
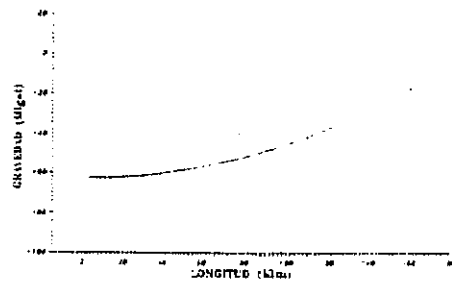


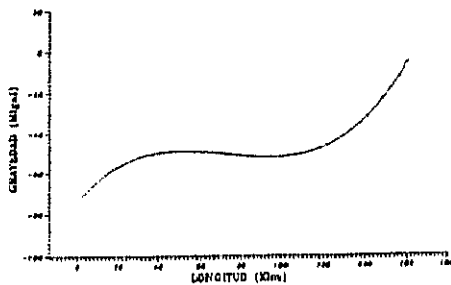
FIG. nº 42. MAPA DE ANOMALIAS REGIONALES. Polinomio de 4º grado.
Intervalo de isolíneas = 2 miligales.



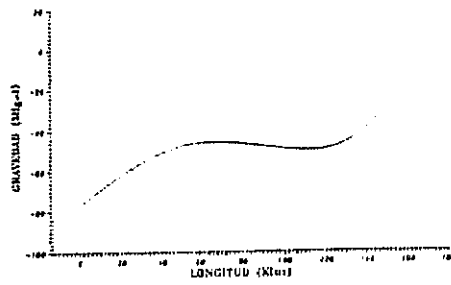
A. Perfil del regional de 1^{er} grado.



B. Perfil del regional de 2º grado.



C. Perfil del regional de 3^{er} grado.



D. Perfil del regional de 4º grado.

FIG. n° 43. Perfiles NO-SE. MAPAS DE ANOMALIAS REGIONALES.
Unidades en miligales

III.4.3. ANOMALIA RESIDUAL.

La Anomalía Residual es el resultado de substraer a la Anomalía de Bouguer el valor de la Anomalía Regional, con lo que se elimina la tendencia general que homogeniza y enmascara las anomalías de menor amplitud, que, en nuestro caso, estarán producidas por elementos locales y superficiales, de basamento y cobertera.

De su mismo proceso de cálculo se derivan para el mapa de anomalías residuales unas características similares a las de los mapas de anomalías regionales: Los Residuales de 1^{er} y 2^o grado son muy parecidos y presentan una clara tendencia regional en detrimento de las anomalías de pequeña amplitud. Este efecto desaparece en los mapas de 3^{er} y 4^o grado, en los que las anomalías locales resaltan al no estar tan enmascaradas.

Aunque no es el tema de la investigación, realizaremos un análisis cualitativo de estas anomalías, para el cual hemos escogido el ajuste de 3^{er} grado, por ser el que consideramos que mejor destaca las estructuras geológicas de la zona y por coherencia con el escogido para el estudio regional.

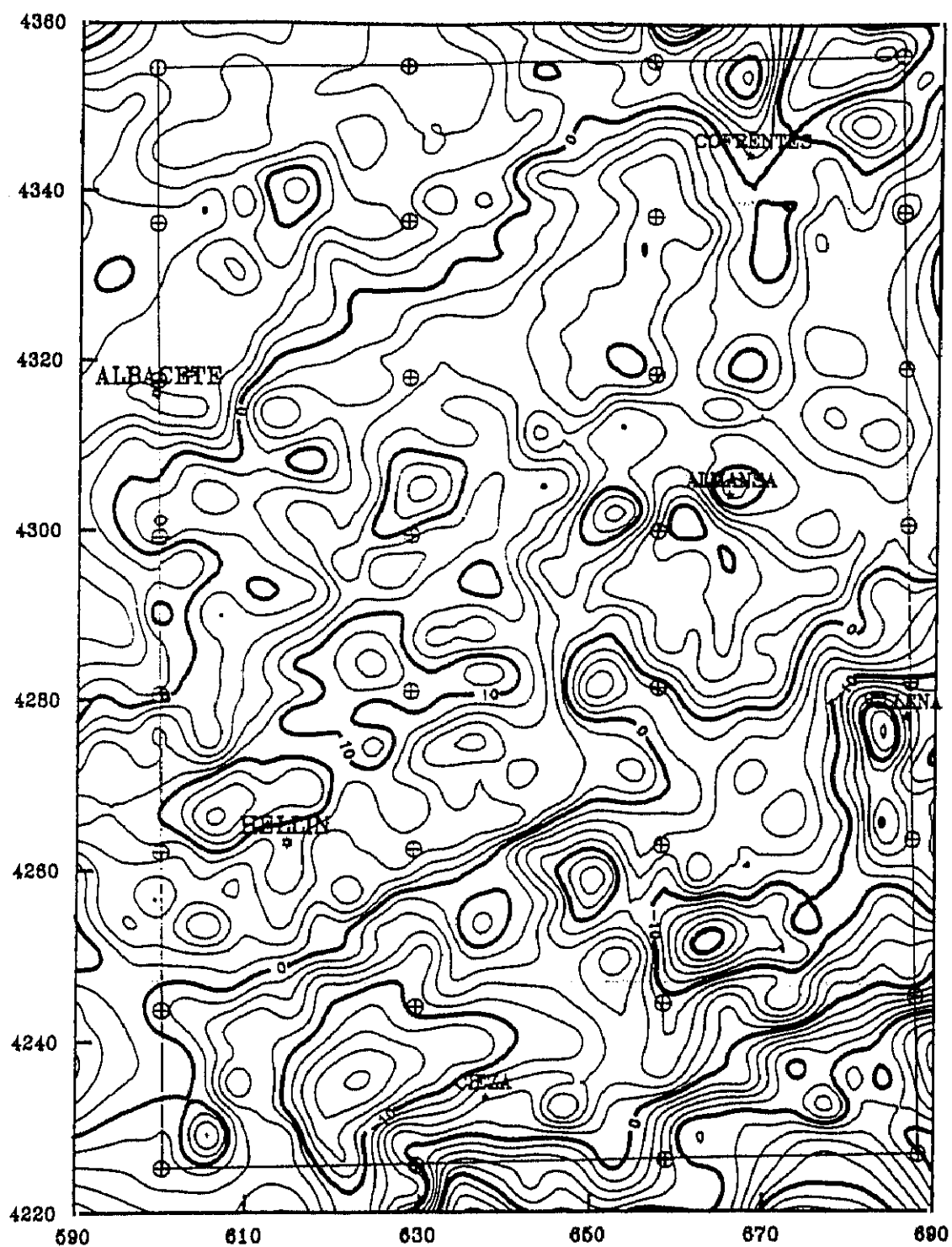


FIG. nº 46. MAPA DE ANOMALIAS RESIDUALES. Polinomio de 3^{er} grado.
Intervalo de isolíneas = 2 miligales.

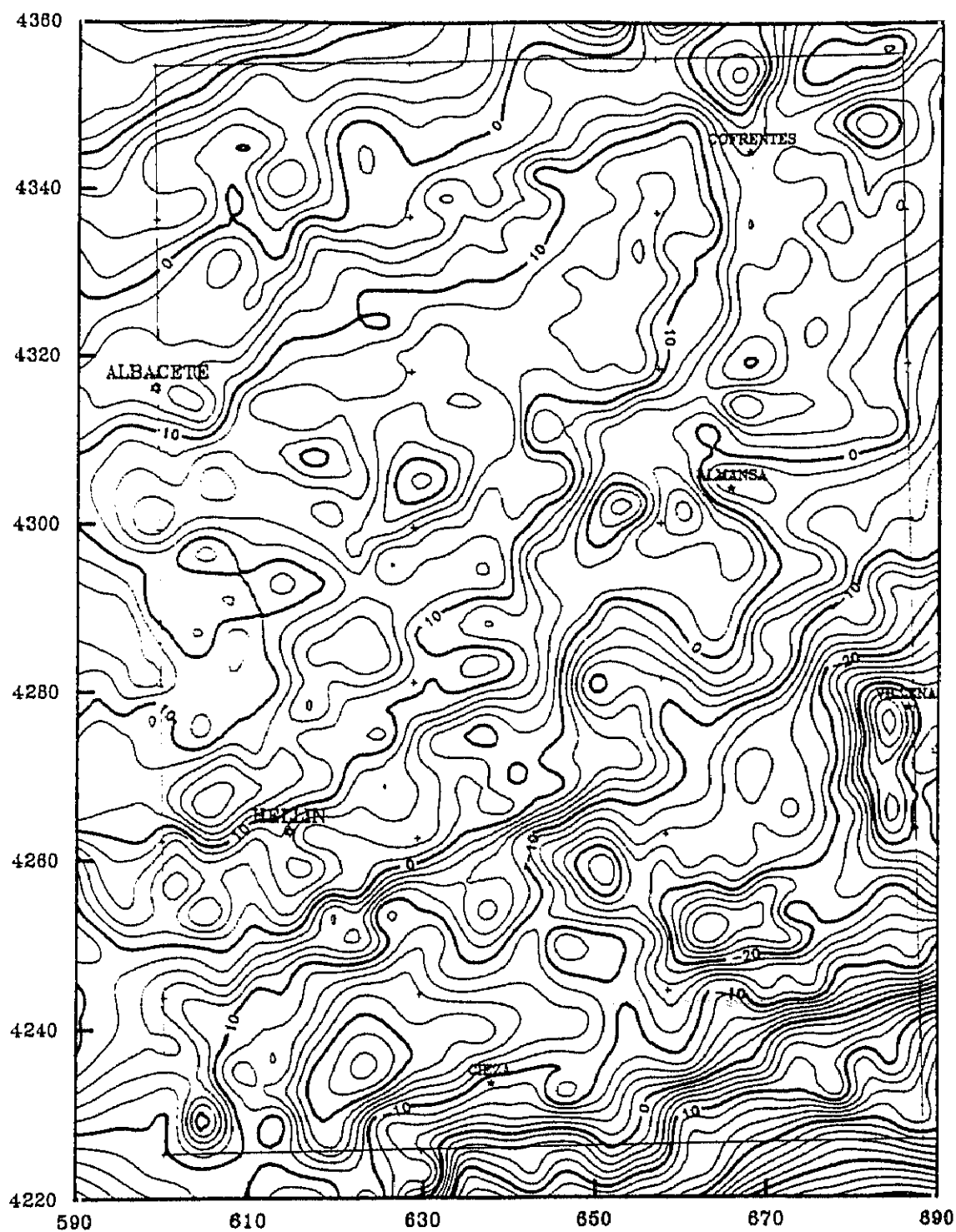


FIG. n° 45. MAPA DE ANOMALIAS RESIDUALES. Polinomio de 2º grado.
Intervalo de isolíneas = 2 miligales.

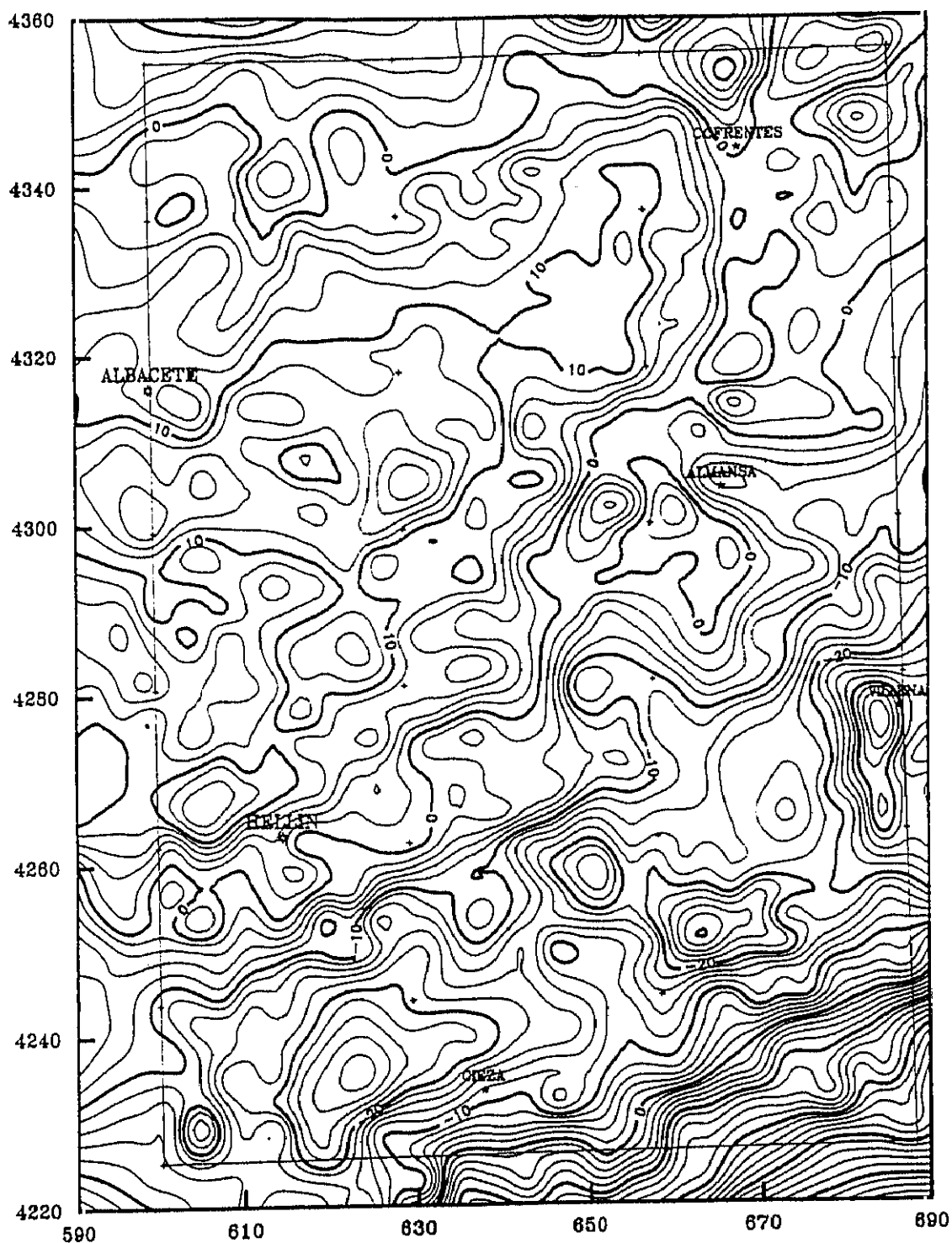


FIG. nº 44. MAPA DE ANOMALIAS RESIDUALES. Polinomio de 1^{er} grado.
Intervalo de isolíneas = 2 miligales.

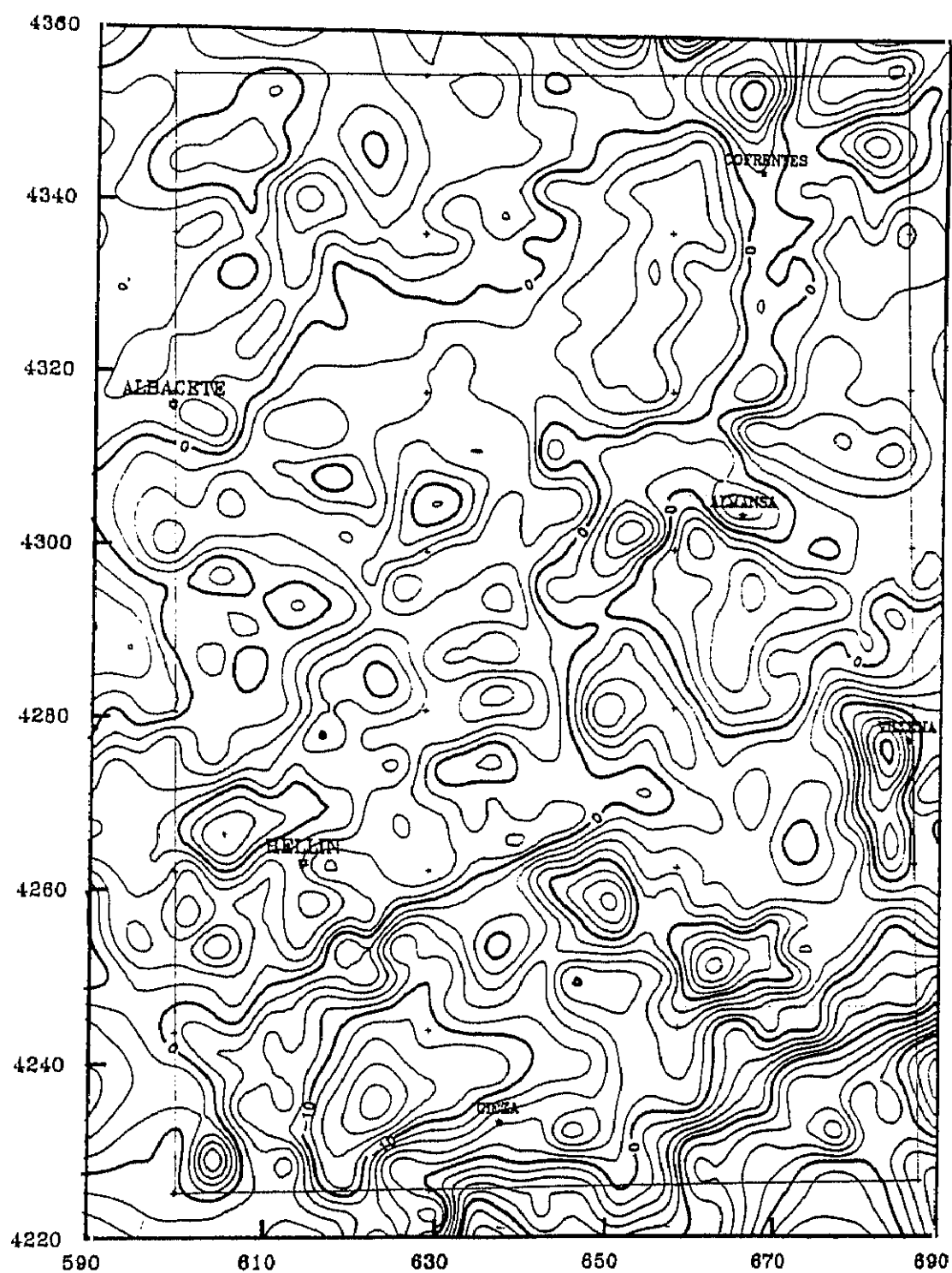
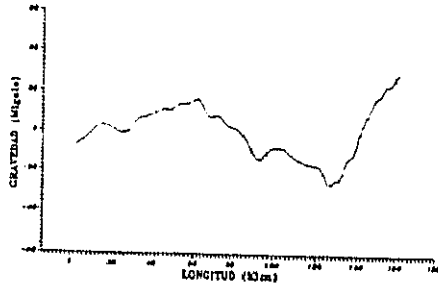
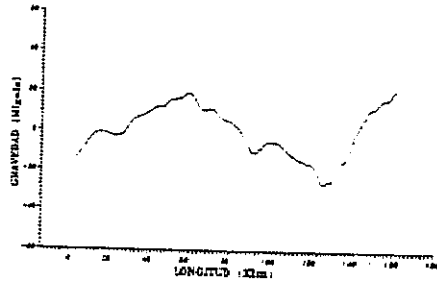


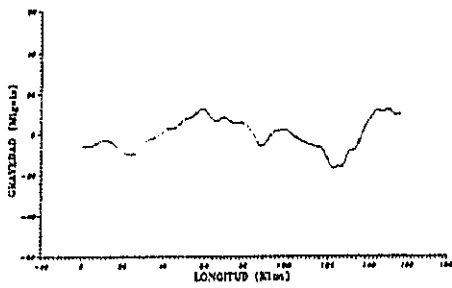
FIG. n° 47. MAPA DE ANOMALIAS RESIDUALES. Polinomio de 4° grado.
Intervalo de isolíneas = 2 miligales.



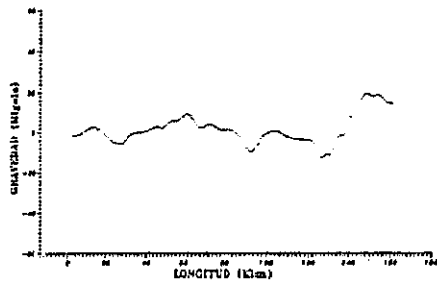
A. Perfil del residual de 1^{er} grado.



B. Perfil del residual de 2^o grado.



C. Perfil del residual de 3^{er} grado.



D. Perfil del residual de 4^o grado.

FIG. n° 48. Perfiles NO-SE. MAPAS DE ANOMALIAS RESIDUALES.
Unidades en miligales

III.5) ELABORACION DE LA CARTOGRAFIA.

La elaboración de los mapas y representaciones gráficas se ha facilitado enormemente con el uso de los ordenadores, programas de trazado gráfico y plotters o graficadores. La rapidez que este instrumental nos proporciona no ofrece discusión, así como su exactitud y capacidad de tratamiento de datos.

La ausencia del factor humano en esta etapa se puede contemplar desde dos diferentes enfoques: Se pierde la posibilidad de subsanar deficiencias que el conocimiento geológico del investigador puede constatar y corregir al trazar las isolíneas; pero este mismo hecho puede ser considerado como un elemento que incide subjetivamente sobre el resultado en la tendencia o dirección que el investigador inconscientemente cree que debe ser la verdadera. También hay que tener en cuenta el grado de libertad que la malla escogida permita al investigador que quiera trazar manualmente sus propios mapas; en nuestro caso, con la densidad de datos y la escala a la que se trabaja, las variaciones serían inapreciables.

Por nuestra parte, en el tipo de trabajo que hemos desarrollado, consideramos que el uso de los medios que la informática a puesto a nuestra disposición es indispensable, y que puede tener más elementos negativos el trazado manual que el mecánico. La corrección de posibles errores debe de estar en las etapas de toma de datos, de revisión y de procesamiento de los mismos, no en la de elaboración de resultados. Si, por las razones que fueren, algunos datos ofrecen duda en cuanto a su bondad, en nuestra opinión, deben repetirse, no intentar corregirlos durante su procesamiento, pues nunca se podrá saber cuál es el grado de desviación con la realidad que esos datos han introducido en el resultado final.

Nuestro proceso para la elaboración de la cartografía ha sido el siguiente:

Hemos tomado los datos generados por el C2GRAV.EXE y mediante pequeños programas de ayuda en BASIC hemos creado en ASCII los ficheros que se indican a continuación:

ESTRUCTURA DE LOS FICHEROS:

MAPA.DAT	X UTM	Y UTM	G Boug.	Nº orden	Código
BASES.DAT	X UTM	Y UTM	Nombre de la base		
POBLA.DAT	X UTM	Y UTM	Nombre de la población.		
ESTAC.DAT	X UTM	Y UTM	Código		
HOJAS.DAT	X UTM	Y UTM	Código		
LIMITE.BLN	Vértices de la zona en UTM.				

El MAPA.DAT contiene los valores de las coordenadas de cada punto y de la anomalía de Bouguer, un número de orden para cada punto dentro de cada hoja y un código que indica la procedencia del punto (IGN o personal).

El BASES.DAT contiene los valores de las coordenadas de cada base y el nombre de la localidad.

El POBLA.DAT contiene los valores de las coordenadas de algunas localidades geográficas y su nombre.

El ESTAC.DAT contiene los valores de las coordenadas de cada estación (no de las bases) y el código que indica su procedencia.

El HOJAS.DAT contiene los valores de las coordenadas de los vértices de las hojas del mapa E :50.000 y un código para su identificación como tales.

El LIMITE.BLN contiene los datos de los vértices de la zona para poder dibujar sus límites.

Todos ellos se procesaron mediante programas de trazado y dibujo asistido existentes en el mercado, utilizando un ordenador 386 y un Plotter ROLAND DXY-1100. Para el tamaño DIN A-0 se usó un Plotter HP-00 en el que se dibujaron los mapas a Escala 1:200.000 mediante un programa ACAD 11. A todos los mapas se les calculó los valores en el perfil base (NO-SE) el cual se imprimió a la misma escala. (Véase fig. 38, pag. 121).

CAP. IV

INTERPRETACION

Y

DISCUSION

IV. 1) ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DEL MAPA DE ANOMALÍAS REGIONALES.

Las tendencias generales del Mapa Gravimétrico Nacional (Véase fig. 50, pag. 140) coinciden bastante bien con las de nuestro Mapa de anomalías de Bouguer (Véase fig. 37, pag. 120); este hecho se observa más claramente al compararlo con el Mapa de Anomalías Regionales (Véase fig. 49 pag. 139). El Mapa Nacional fue realizado con muy pocos puntos (250) por lo que podemos asumir que refleja bastante bien las anomalías de gran amplitud. Este es un elemento de contrastación que nos lleva a suponer la bondad de los resultados cartográficos de las dos investigaciones en lo que respecta a las tendencias regionales.

Como ya hemos explicado en apartados anteriores, en el proceso de obtención de la anomalía regional de nuestra zona hemos ajustado la superficie a polinomios de 1º, 2º, 3º y 4º grado. Los mapas generados mediante un polinomio de 1er (véase fig. 39 pag. 124) y 2º grado (véase fig. 40 pag. 125) muestran únicamente una tendencia muy general de aumento de los valores positivos (adelgazamiento de la corteza continental) hacia la costa, cosa lógica y esperada. Los mapas de 3er (véase fig. 41 pag. 126) y 4º grado (véase fig. 42 pag. 127) ya presentan variaciones importantes respecto a los anteriores, pues además del incremento de los valores hacia la costa, detectan dos ejes de anomalías relativas de dirección aproximada N 70 (coincide con la dirección Bética) que pueden representar una ondulación del Moho. (Los perfiles comparados se encuentran en la fig. 43 de la pag. 128).

Si analizamos el Mapa de Anomalías Regionales escogido, el de 3er grado, desde el ángulo NO hasta el SE nos encontramos con las siguientes zonas:

- A.- Un mínimo (-70 mlgals) que, en principio, suponemos asociado a la influencia del engrosamiento cortical derivado de la Cordillera Ibérica.
- B.- Un máximo relativo (-50 mlgals) que penetra desde el NE y de difícil interpretación desde los conocimientos estructurales sobre la zona. A nuestro juicio existe aquí una doble influencia:
 - 1.- La influencia de una corteza más delgada que las situadas al N y al S, la Ibérica y La Bética, que probablemente sea la de la Meseta Ibérica, que se prolonga en esta zona debajo de la cobertera terciaria
 - 2.- La influencia de una prolongación del abortado rift valenciano que da unos fuertes mínimos que penetran en el continente.(Véase fig. 49, pag. 139)

- C.- Un mínimo relativo (-50 mgals), que penetra desde el SO, probablemente relacionado con un engrosamiento cortical de las cordilleras Béticas en el eje Bético-Balear.
- D.- Una rápida subida hacia valores máximos (-10 mgals) absolutos, que creemos influencia de un adelgazamiento rápido de la corteza continental conforme nos acercamos a la corteza oceánica de la cuenca Argelino-Provenzal.

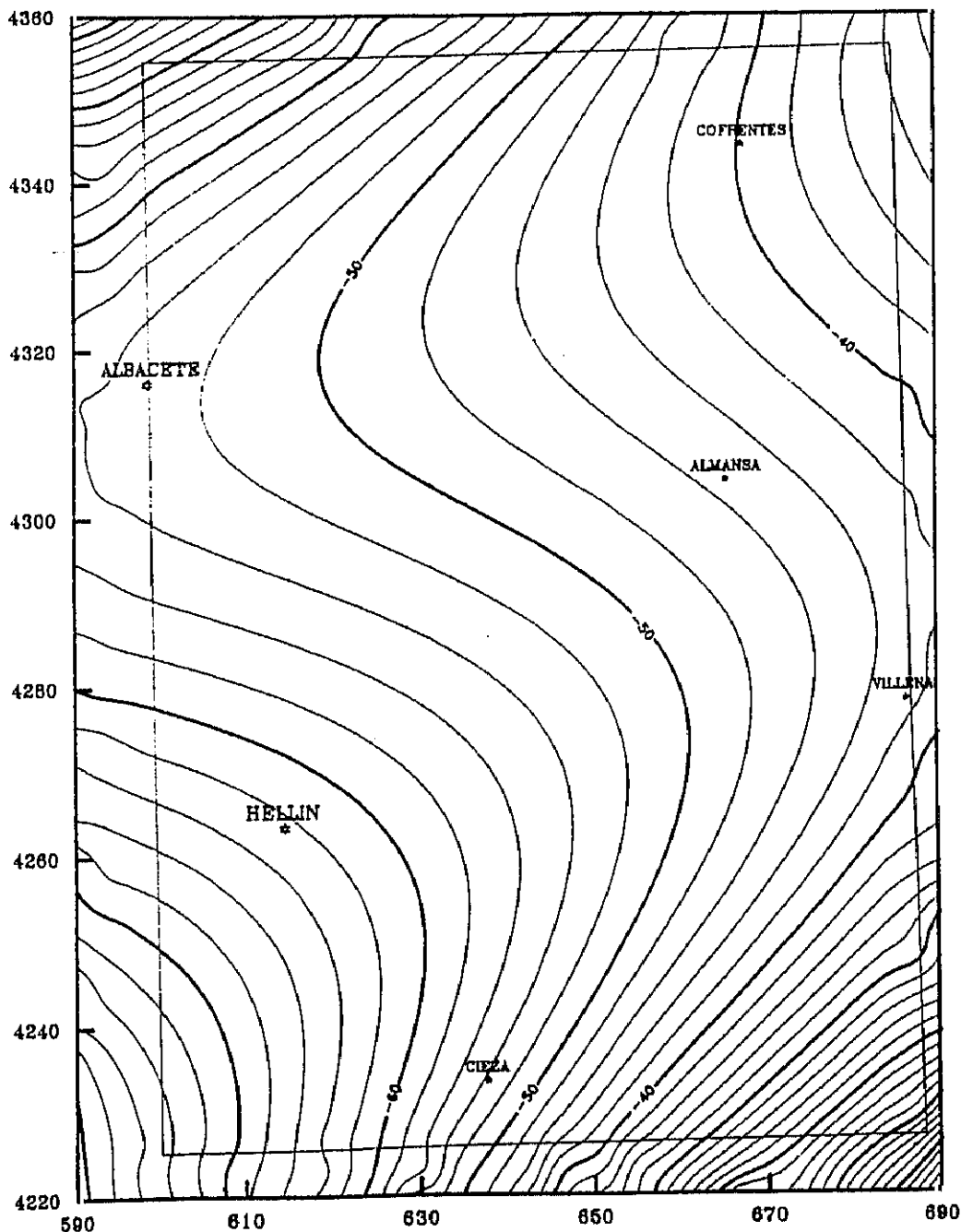


FIG. nº 49. Mapa de Anomalías Regionales de la zona.

IV. 2) DETERMINACION DE LAS DENSIDADES.

Para realizar nuestra modelización de la corteza terrestre en esta zona, y en base a lo expuesto en el apartado II. 4, hemos considerado las siguientes capas: Manto, Corteza inferior, Corteza superior y Cobertera.

IV.1.1) MANTO SUPERIOR.

HINZ (1973), en el Surco de Valencia, sitúa el manto a 12 Km de profundidad con velocidades de las ondas P superiores a los 8 Km/s (3.4 g/cm^3). Con los mismos datos del proyecto ANNA, MAUFFRET (1976), manteniendo los 12 Km de profundidad en la zona, localiza un nivel de velocidades anormales (7.7 Km/s) y le da al manto una densidad media de 3.15 g/cm^3 .

Para esta capa CARBÓ (1982), opta por la composición peridotítica propuesta por RINGWOOD (1969), en base a la composición de los materiales de los vulcanismos pliocuaternarios de la región: Cartagena (SAGREDO, 1972); Campo de Calatrava (ANCOECHEA, 1979, 1981, 1982); Cofrentes (SAEZ y LOPEZ MARINAS, 1975); en los que no hay constancia de rocas ultramáficas. Propone la existencia de una cuña de Manto anómalo de densidad 3.05 g/cm^3 mientras que el resto tendría 3.32 g/cm^3 .

TORNÉ y BANDA (1988) denominan a la capa de velocidades 7.7 Km/s "zona de transición", manteniéndole los 3.05 g/cm^3 de densidad propuestos por CARBÓ y adjudicándole un espesor máximo de 27 Km. Al Manto normal le dan una densidad de 3.28 g/cm^3 , aunque TORNÉ et al. (1992) lo aumentan hasta 3.32 g/cm^3 .

En el Mar de Alborán MORELLI et al. (1975), localizan también la unidad de velocidades 7.7 Km/s, a la que consideran Corteza intruída de rocas básicas (3.28 g/cm^3). El mismo dato aportan HATZFELD, D. y BOLOIX, M. (1976) y CASAS y CARBÓ (1990), aunque no su interpretación. El Moho parece encontrarse aquí a 17 Km de profundidad, con una densidad normal de 3.23 g/cm^3 . Bajo Almería la corteza presenta un grosor de 40 Km. y el Manto una densidad de 3.33 g/cm^3 .

En la Meseta, esta zona de velocidades 7.7 Km/s aparece entre 25 y 36 Km de profundidad (PAYO y RUIZ DE LA PARTE, 1977).

Ya en las Béticas, esta zona anómala aparece entre los 40 y 60 Km bajo el Moho, mientras que el resto del manto presenta velocidades de 8.2 Km/s por encima y 8.3 Km/s por debajo de la misma.

Analizados los estudios sísmicos de que disponemos, constatamos la existencia de tres elementos de diferente densidad en esta capa:

A.- El Manto "normal" con velocidades de las ondas P de 8 Km/s y superiores, que por la relación de NAFE y DRAKE, presentaría una densidad de 3.4 g/cm^3 o superior, pero que todos los investigadores tienden a considerar inferior, aumentando desde el surco de Valencia (3.15 g/cm^3) hacia la costa (3.32 o 3.33 g/cm^3).

B.- Una capa de velocidades anómalas, 7.7 Km/s, localizada en el área peninsular, bien debajo del Moho, bien entre los 40 y 60 Km. de profundidad, a la que se le da generalmente el valor de la relación de NAFE y DRAKE, 3.28 g/cm^3 .

C.- Una región (en la cuenca de Valencia y zonas limítrofes), en la que la parte superior del manto, la transición entre Corteza Inf. y Manto presenta una densidad intermedia, de unos 3.05 g/cm^3 y que se interpreta como una cuña o lámina horizontal diferenciada del manto (CARBÓ, 1982; TORNÉ y BANDA 1988) que puede llegar a los 40 Km. de profundidad.

En nuestro estudio hemos tomado para el Manto una densidad de 3.33 g/cm^3 , y de 3.05 g/cm^3 para la supuesta zona transicional.

IV.1.2) CORTEZA INFERIOR.

De tipo granulítico (RINGWOOD, 1975), presenta, como valor standard 2.92 g/cm^3 (WOOLLARD, 1969, a).

En la costa catalana del Surco de Valencia, TORNÉ y BANDA (1988) asignan a esta capa una densidad de 2.93 g/cm^3 .

Para la prolongación de nuestra zona en el eje Bético-Balear, BANDA et al. (1980, b), la suponen de 5 Km de potencia y una densidad aproximada de 2.95 g/cm^3 .

En las parte oriental de las Béticas oscila entre los 18 y 10 Km de potencia y los 6.2 y 6.5 Km/s de velocidad (2.84 a 2.92 g/cm^3) (BANDA y ANSORGE 1980).

En la Meseta, entre 13 y 25 Km de potencia y velocidades de 6.5 Km/s. (2.92 g/cm^3) (PAYO y RUIZ DE LA PARTE, 1977)

Este es el tramo donde más concordancia hay entre los diversos autores. Hemos tomado para él la densidad media propuesta de 2.92 g/cm^3 .

IV.1.3) CORTEZA SUPERIOR.

Capa "granítica", de composición intermedia, entre granodiorita y cuarzdiorita. Para esta capa, como valor standard, WOOLLARD (1969, a) le supone una densidad de 2.72 g/cm^3 .

En la costa catalana del Surco de Valencia, **TORNÉ y BANDA (1988)** asignan a esta capa una densidad de 2.75 g/cm^3 . **CARBÓ (1982)** le da un valor de 2.72 g/cm^3 en la costa de Valencia.

Los resultados del Proyecto J.O.I.D.E.S. indican un espesor muy variable (40 a 23 Km) y velocidades bastante altas, entre 6.8 y 7.1 Km/s. (2.9 a 3 g/cm^3) para las Béticas.

En la Meseta, parece presentar unos 10-13 Km de profundidad y velocidades de 5.9 a 6.1 Km/s. (2.77 a 2.82 g/cm^3) (**PAYO y RUIZ DE LA PARTE, 1977**)

Para nuestra modelización hemos incluido en esta capa el zócalo o basamento hercínico (2.85 g/cm^3) y le hemos dado al conjunto un valor medio de 2.8 g/cm^3 .

IV.1.4) COBERTERA SEDIMENTARIA.

Comprende los materiales mesozoicos y postmesozoicos depositados sobre el basamento Hercínico. Son fundamentalmente calizas y dolomías, arenas, arcillas, margas e intercalaciones de yesos y sales.

Los sondeos petrolíferos de la región (**LEDAÑA-1**, **CARCELÉN-1**, **SALOBRAL-1**, **SIERRA LARGA-1**) y los cercanos (**GABALDÓN-1**, **JARACO-1** y **PERENCHIZA**) nos dan velocidades para las ondas P en la cobertera que oscilan entre los 4.6 Km/s de Ledaña-1 y los 5.3 Km/s de Carcelén-1. La velocidad media es aproximadamente 5 Km/s y la densidad 2.55 g/cm^3 (calculada mediante la relación de **NAFE y DRAKE, 1963**).

En cuanto a la potencia, es muy variable, debido al juego de las fallas, oscilando en general entre los 2000 y los 3000 m. Los sondeos petrolíferos de la región dan las siguientes potencias:

LEDAÑA-1: $1^\circ, 43', 12.7''$ y $39^\circ, 19', 31.6''$. (**ENPASA**):

A 2139 m. comienza el Keuper. El sondeo finaliza a 2720 m., en el Bunt.

CARCELÉN-1: $1^\circ, 18', 12.7''$ y $39^\circ, 5', 16.6''$. (**ENPENSA**):

A 2097 m. comienza el Keuper. El sondeo finaliza a 2635 m., en el Bunt.

SALOBRAL-1: $1^\circ, 42', 10.7''$ y $38^\circ, 52', 9.6''$. (**TENNECO**):

A 957 m. comienza el Keuper. El sondeo finaliza a 1862 m., en el Bunt.

SIERRA LARGA-1: $1^\circ, 22', 0.8''$ y $38^\circ, 22', 37.6''$. (**SEPESA**):

Finaliza a 2581 m., dentro del Cretácico.

Las exploraciones petrolíferas asumieron que el funcionamiento del Bunt era común con el del zócalo y los sondeos finalizaban en cuanto cortaban estos materiales. No disponemos de datos que nos permitan realizar una aproximación a la potencia del zócalo.

En el Surco de Valencia, HINZ K. (1973) indica al S de las Baleares, 4 Km de espesor de sedimentos marinos, con velocidades entre 3.5 y 4.6 Km/s. Para la misma zona, MAUFFRET (1976) indica 6-7 Km de espesor y una densidad de 2.2 g/cm³. FONTBOTE et al. dan un valor intermedio, entre 5 y 6 Km de sedimentos.

Todos los datos sísmicos de las Béticas (Proyecto J.O.I.D.E.S.) indican unos espesores entre 3 y 6 Km con velocidades para las ondas P entre 4.7 y 5.1 Km/s (equivalencia: 2.50 - 2.57 g/cm³).

Es obvio que la densidad de esta capa aumenta desde la zona oceánica hacia el interior de las Béticas, Ibérica y Meseta. En base a estos datos y en concordancia con CARBÓ (1982), hemos supuesto para esta capa una densidad de 2.55 g/cm³.

Dentro de un estudio de índole regional no presenta gran importancia la determinación detallada de la densidad de pequeñas unidades; es más: en la modelización regional se supone la cobertera como una sola unidad, horizontal y plana, por lo que su densidad no influye más que en un desplazamiento total de los valores anómalos, no en una alteración de la forma de la curva anómala.

Particularizando en esta capa, y más en función de una posible interpretación de grandes unidades que en un intento de desentrañar el detalle la estructura, lo cual no es objetivo de este trabajo, hemos escogido los siguientes conjuntos dentro de la cobertera:

- A) Triásico Diapírico.
- B) Conjunto calcáreo (Jurásico y Cretácico).
- C) Depósitos terciarios y cuaternarios.

A estos conjuntos les hemos supuesto las densidades propuestas por CAMPOS et al. (1987) para la Cordillera Ibérica, fruto de la medición de 1022 muestras.

- A) Triásico: 2.68 g/cm³.
- B) Conjunto calcáreo (Jurásico y Cretácico): 2.77 g/cm³.
- C) Depósitos terciarios y cuaternarios: 2.68 g/cm³.

IV. 2) APROXIMACIÓN MATEMÁTICA AL CÁLCULO DE LA DISCONTINUIDAD DE MOHOROVICIC.

IV. 2. 1) APLICACIÓN DE DIVERSAS FÓRMULAS.

Para poder realizar un modelo de la corteza terrestre partiendo del análisis de las anomalías regionales, el principal problema es fijar la profundidad del Moho. Al carecer de datos sísmicos hemos realizado una aproximación mediante fórmulas desarrolladas por diversos autores en base a extrapolaciones de datos ya conocidos en diferentes partes del mundo y que relacionan los valores de la anomalía gravitatoria con la potencia de la corteza para un punto determinado de la tierra.

Para poder compararlas hemos tomado cuatro valores del perfil I - I' (Véase fig. 57 pag. 159) en el mapa de anomalías de Bouguer (-70, -58, -36 y +8 miligales). Los resultados son los siguientes:

WORZEL y SHURBET (1955): Cálculo desarrollado inicialmente para plataformas. Ofrece unos resultados lógicos, aunque quizás las profundidades totales son excesivas, para nuestra zona.

$$H = 33 - 0.055 * G \text{ Bouguer}$$

Miligales	-70	-58	-36	+8
Km de profundidad	36.85	36.19	34.98	32.56

ANDREEV (1958): Fórmula aplicable a plataformas continentales; da unos valores para la zona elevados pero bastante acordes con lo esperado.

$$H = 30 - 0.1 * G \text{ Bouguer}$$

Miligales	-70	-58	-36	+8
Km de profundidad	37	35.8	33.6	29.2

DEMENTITSKAYA (1958): Esta fórmula, aplicable a nivel mundial, no detecta variaciones (sólo decamétricas) en nuestra zona.

$$H = 35 (1 - \text{Tang } 0.0037 * G \text{ Bouguer})$$

Miligales	-70	-58	-36	+8
Km de profundidad	35	35	35	35

WOOLLARD (1959): Quizás el cálculo más usado a nivel mundial, nos da valores acordes con los anteriores.

$$H = 32 - 0.08 * G \text{ Bouguer}$$

Miligales	-70	-58	-36	+8
Km de profundidad	37.6	36.64	34.88	31.36

ANTONENKO (1961): Tiene dos formulaciones, realizadas para diferentes regiones del Asia central, por lo que al aplicarse a valores positivos de las anomalías, los resultados se disparan; no las consideramos adecuadas para nuestra zona.

A) $H = 16 - 0.33 * G \text{ Bouguer}$

Miligales	-70	-58	-36	+8
Km de profundidad	39.1	35.14	27.88	13.36

B) $H = 36 - 0.14 * G$

Miligales	-70	-58	-36	+8
Km de profundidad	45.8	44.12	41.04	34.88

WOOLLARD y STRANGE (1962): Otra formulación que, aplicable a nivel mundial, no detecta variaciones importantes en nuestra zona y sus valores son demasiado altos.

$$H = 40.5 - \left(32.5 \text{ tang } \frac{G \text{ Bouguer} + 75}{275} \right)$$

Miligales	-70	-58	-36	+8
Km de profundidad	40.48	40.46	40.41	40.32

KARATAEV (1963): Cálculos hechos para Siberia. Son los más complejos por tener en cuenta la profundidad a la que se encuentra la discontinuidad de Conrad y el basamento de la cobertera. En nuestro caso, dado que estamos realizando simplemente un ejercicio de aproximación, hemos considerado diversos valores para estas variables, pero los resultados han sido tan variados, que no podemos tenerlos en cuenta.

$$A) H = 23.7 - 0.079 * Gr - 0.358 Con + 0.744 bas$$

$$B) H = 33.4 - 0.088 * Gr + 0.651 Con + 0.003 bas$$

Gr = Anomalía gravitatoria regional en ese punto.

Con = Profundidad de la discontinuidad de Conrad en ese punto.

bas = Profundidad a la que se encuentra el basamento.

TABLA RESUMEN

		Miligales			
		-70	-58	-36	+8
WORZEL y SHURBET:		36.85	36.19	34.98	32.56
	(1955)				
ANDREEV (1958):		37	35.8	33.6	29.2
DEMENITSKAYA (1958):		35	35	35	35
WOOLLARD (1959):		37.6	36.34	34.88	31.36
ANTONENKO (1961):	A	39.1	35.14	27.88	13.36
	B	45.8	44.12	41.04	34.88
WOOLLARD y STRANGE:		40.48	40.46	40.41	40.32
	(1962)				

Como se puede ver en el diagrama de la página siguiente, (fig. 51, pag. 149). los desarrollos de Worzel, Andreev y Woollard son los que menos dispersión presentan, por lo que los consideraremos como válidos en una primera aproximación. Los valores medios más aproximados son los de la fórmula de Woollard; este hecho ya fue destacado por ROSALES et al. (1977), quienes indican que para cálculos de potencia cortical en la Península Ibérica, es la que da valores más acordes con los datos sísmicos de que se dispone.

Según estos cálculos, bajo la anomalía de -70 miligales, el Moho parece estar a 37 Km de profundidad; bajo la de -58 mlgals., entre 36 y 35 Km ; bajo la de -36 mlgals, entre 33 y 34 Km, y bajo la de +8 mlgals, alrededor de los 31 Km.

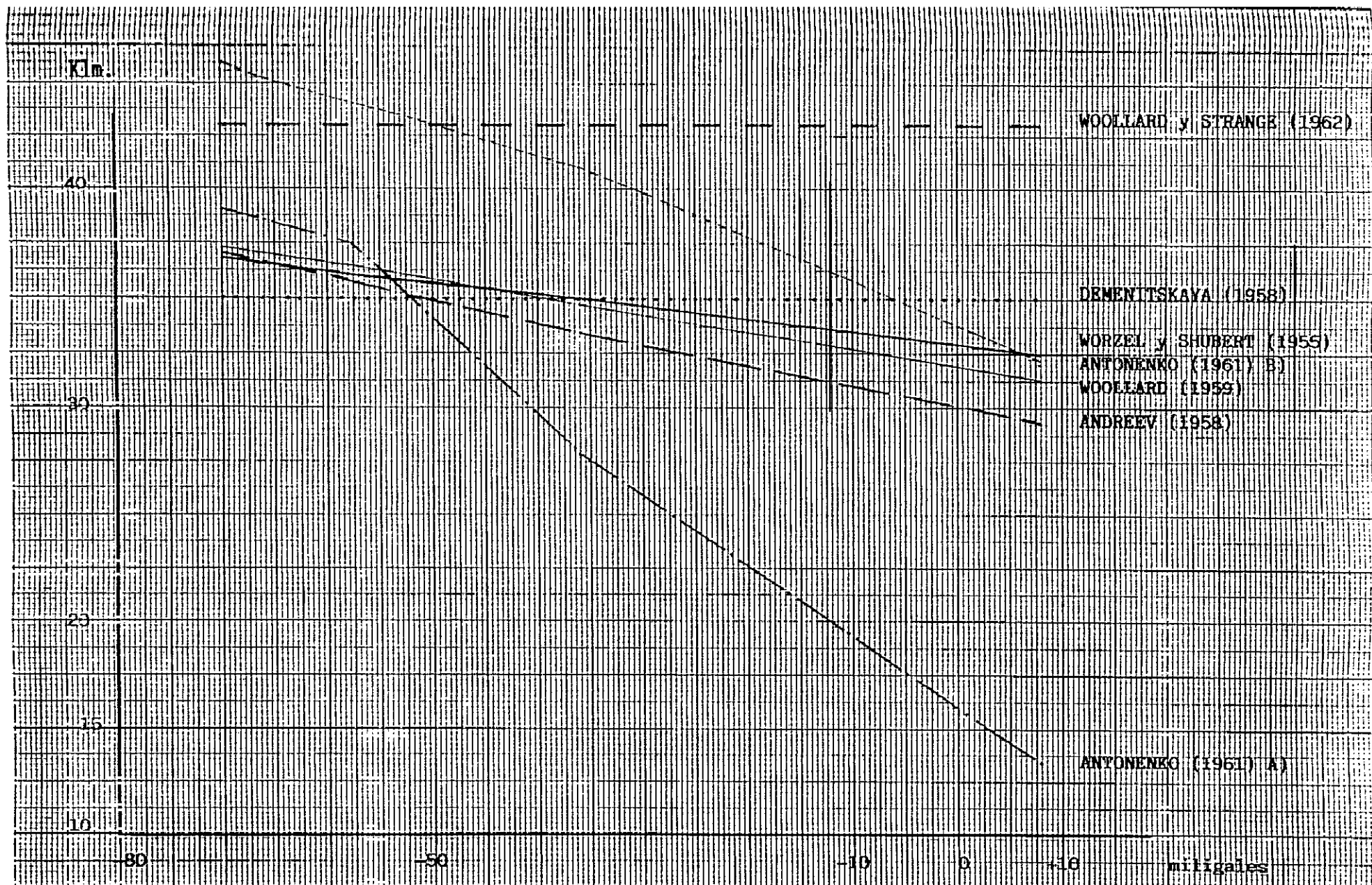


FIG. n° 51. Representación gráfica del cálculo de la profundidad del Moho en nuestra zona según las diversas fórmulas matemáticas analizadas. (Véase texto).

IV. 2. 2) CALIBRACION DE LOS RESULTADOS.

Estos valores son ligeramente superiores a los supuestos por los diferentes investigadores (Véase apartado II. 4), lo cual nos lleva a pensar que estos cálculos matemáticos (creados para zonas muy diferentes de la nuestra), tienden a dar potencias máximas. Si esto es así, en principio, nuestras correcciones deberán ir siempre hacia valores inferiores. No obstante, con el fin de comprobar la bondad de nuestro supuesto y poder determinar su grado de desviación, hemos aplicado estas fórmulas a diferentes puntos cercanos de la Península Ibérica en los que disponíamos de datos sísmicos (por diversos trabajos publicados) y gravimétricos (por el Mapa Gravimétrico Nacional). Los resultados nos indican que, aunque la diferencia entre el valor medio de nuestros cálculos y el valor medio de las interpretaciones de los perfiles sísmicos es relativamente baja, el margen de error es bastante alto, sobre un 10%, con máximos del 20%. (Véase tabla fig. 52, pag. 152).

Los puntos donde hemos realizado los cálculos han sido:

TRUJILLO:

Presenta una anomalía gravitatoria (Bouguer) de -43 miligales y los datos sísmicos (PAYO, G. y RUIZ DE LA PARTE, E. 1977) indican una profundidad para la discontinuidad de Mohorovicic de entre 34 y 36.2 Km. (Valor medio de 35.1 Km.). (Véase tabla fig. 52, pag. 152).

La aplicación de la citadas fórmulas da los siguientes resultados:

WORZEL y SHURBET (1955): 35.36 Km.

ANDREEV (1958): 34.3 Km.

WOOLLARD (1959): 35.44 Km.

Valor medio de 35.03 Km. Diferencia con los datos sísmicos de 2130 m., entre +1030 y -1100 m.

ADRA:

Presenta una anomalía gravitatoria (Bouguer) de +7 miligales. Sus datos sísmicos (ANSORGE, J. et al. (1977 a), (1977 b), (1978), BANDA, E. y UDIAS, A. 1979) indican una potencia para la Corteza de 29 Km. (BANDA y UDIAS, 1979), 31 Km. (ANSORGE et al. 1978), 32 Km. (ANSORGE et al. 1977). (Valor medio de 30.66 Km.). (Véase tabla fig. 52, pag. 152).

La aplicación de la citadas fórmulas da los siguientes resultados:

WORZEL y SHURBET (1955): 32.61 Km.

ANDREEV (1958): 29.3 Km.

WOOLLARD (1959): 31.44 Km.

Valor medio de 31.11 Km. Diferencia con los datos sísmicos de 3000 m., entre +2110 y -890 m.

Zona de GUADIX:

Su anomalía gravitatoria (Bouguer) es de -120 miligales y los datos sísmicos del trabajo de ANSORGE, J.; BANDA, E.; MÜLLER, ST.; UDÍAS, A. y MEZCÚA, J. (1977) y del de HATZFELD, D. (1976) indican una profundidad para la discontinuidad de Mohorovicic de 40 Km. (HATZFELD, 1976) y 41 Km. (ANSORGE et al. 1977). (Valor medio de 40.5 Km.). (Véase tabla fig. 52, pag. 152).

La aplicación de la citadas fórmulas da los siguientes resultados:

WORZEL y SHURBET (1955): 39.6 Km.

ANDREEV (1958): 42 Km.

WOOLLARD (1959): 41.6 Km.

Valor medio de 41.06 Km. Diferencia con los datos sísmicos de 1120 m., entre +1060 y +60 m.

CARTAGENA:

Presenta una anomalía gravitatoria (Bouguer) de +60 miligales y existen datos sísmicos en los trabajos de ANSORGE, J. et al. (1977), (1977), (1978) y en el de BANDA, E. y UDIAS, A. (1979). Para estos autores, la profundidad a la que se encuentra el Moho es de 24 Km. (BANDA, y UDIAS, 1979), 25 Km (ANSORGE et al. 1977) y 27 Km. (ANSORGE et al. 1978) (Valor medio de 25.33 Km.). (Véase tabla fig. 52, pag. 152).

La aplicación de la citadas fórmulas ofrece los siguientes resultados:

WORZEL y SHURBET (1955): 29.7 Km.

ANDREEV (1958): 24 Km.

WOOLLARD (1959): 27.2 Km.

Valor medio de 26.96 Km. Diferencia con los datos sísmicos de 3000 m., entre +2960 y -40 m.

	ANOMALIA DE BOUGUER (Miligales)	PROFUNDIDAD SISMICA "PS" (Kilómetros)		CALCULO MATEMATICO DE LA PROFUNDIDAD "CM" (Kilómetros)				DIFERENCIA CM-PS (metros)		VARIACION TOTAL (metros)	ERROR MAXIMO
		Máxima	Mínima	WORZEL Y SHURBET 1955	ANDREEV 1958	WOOLLARD 1959	Valor medio "CM"	Mayor	Menor		
LOCALIDAD											
TRUJILLO	-43	36.2	34	35.36	34.3	35.44	35.03	+1030	-1170	2200	6 %
ADRA	+7	32	29	32.61	29.3	31.44	31.11	+2110	-890	3000	9.8 %
GUADIX	-120	41	40	39.6	42	41.6	41.06	+1060	+60	1120	2.8 %
CARTAGENA	+60	27	24	29.7	24	27.2	26.96	+2960	-40	3000	11.8 %
37 N 3 W	-65	35 +/- 2		36.5	36.5	37.2	36.75	+3750	-250	4000	11.4 %
38 N 3 W	-88	35 +/- 2		37.8	38.8	39.04	38.54	+5540	+1540	7080	20.2 %

FIG. nº 52. Tabla de comparación de los valores estimados para la profundidad del Moho mediante cálculos matemáticos y estudios sísmicos en diferentes puntos de la Península.

Punto 37° N, 3° O:

Presenta una anomalía gravitatoria (Bouguer) de -65 miligales y existe una interpretación de datos sísmicos en el trabajo de HATZFELD, D. (1976)

La potencia de la corteza parece ser, aproximadamente (los datos están tomados de un diagrama interpretativo) de 35 +/- 2 Km. (Véase tabla fig. 52, pag. 152).

La aplicación de la citadas fórmulas da los siguientes resultados:

WORZEL y SHURBET (1955): 36.57 Km.

ANDREEV (1958): 36.5 Km

WOOLLARD (1959): 37.2 Km

Valor medio de 36.75 Km. el cual entra dentro del margen de error propuesto. Diferencia con los datos sísmicos de 4000 m., entre +3750 y +250m.

Punto 38° N, 3° O:

Presenta una anomalía gravitatoria (Bouguer) de -88 miligales. La interpretación de datos sísmicos se encuentra en el trabajo de HATZFELD, D. (1976). Como en el caso anterior, la potencia de la corteza, extraída del modelo, parece ser, aproximadamente de 35 +/- 2 Km. (Véase tabla fig. 52, pag. 152).

La aplicación de la citadas fórmulas da los siguientes resultados:

WORZEL y SHURBET (1955): 37.8 Km.

ANDREEV (1958): 38.8 Km.

WOOLLARD (1959): 39.04 Km.

Valor medio de 38.54 Km. Diferencia con los datos sísmicos de 7080 m., entre +5540 y +1540 m.

En este error existe una componente importante no achacable al método, sino a la imprecisión de la medida de la potencia de la corteza, que no ha sido especificada por el autor, sino extraída de un modelo cortical interpretativo.

Si no consideramos los puntos 38 N y 37 N, (por el error de lectura que se pueda arrastrar), las mayores desviaciones se presentan en puntos cercanos a la costa, en ADRA y CARTAGENA. Esto puede deberse, en nuestra opinión, a ser zonas de transición entre corteza continental y marina o de características mixtas, mientras que las fórmulas estudiadas fueron obtenidas para medios homogéneos (bien continentales, bien marinos), no de transición.

Otra posible variable relacionada es la profundidad real del Moho; los lugares donde menos error se detecta en la aplicación de los cálculos es las zonas claramente continentales; independientemente de que la potencia cortical sea elevada (GUADIX), o no (TRUJILLO).

En conjunto nos parece que la aplicación de estas fórmulas (principalmente la de WOOLLARD del 59) nos proporciona unos valores de potencia de corteza que, en nuestra zona, están exagerados entre un 10% y un 20% (como aproximación). La forma del Moho derivada de los cálculos es reflejo de la forma de la anomalía, por ser esta la única variable considerada en la fórmula, corregida, en mayor o menor grado por un coeficiente.

Las diferencias que aparecen son siempre positivas, lo que reafirma el hecho de que estos cálculos tienden a dar valores de profundidad superiores a los reales. Constatada esta desviación, hemos calculado, no obstante, la fórmula de la recta que representa el valor medio de la aproximación máxima de las tres fórmulas estudiadas a los puntos tratados:

$$H = 31.658 - (0.0783 * G)$$

Aplicando esta fórmula al mapa de Anomalías de Bouguer de la zona, obtenemos un nuevo mapa que puede representar (con todos los condicionantes y salvedades que le queramos hacer) una primera aproximación a la topografía de la superficie de Mohorovicic. (Véanse figs. 53 y 54, pags. 155 y 156).

El resultado conserva todavía muchos detalles que son debidos a elementos superficiales contenidos dentro de los valores de Bouguer, por lo que hemos realizado la misma operación de cálculo del Moho con los valores regionales obtenidos mediante la aplicación de un polinomio de tercer grado al mapa de anomalías de Bouguer. El resultado (Véanse figs. 55 y 56, pags. 157 y 158) ya no presenta los elementos superficiales del anterior y ofrece una clara tendencia regional para la discontinuidad. Como se puede ver al compararlos, las tendencias regionales son las mismas, lo cual es otro elemento que nos indica que, efectivamente, el mapa de tercer grado representa el fondo de las anomalías de Bouguer, por lo que lo podemos considerar bien regionalizado para nuestros fines.

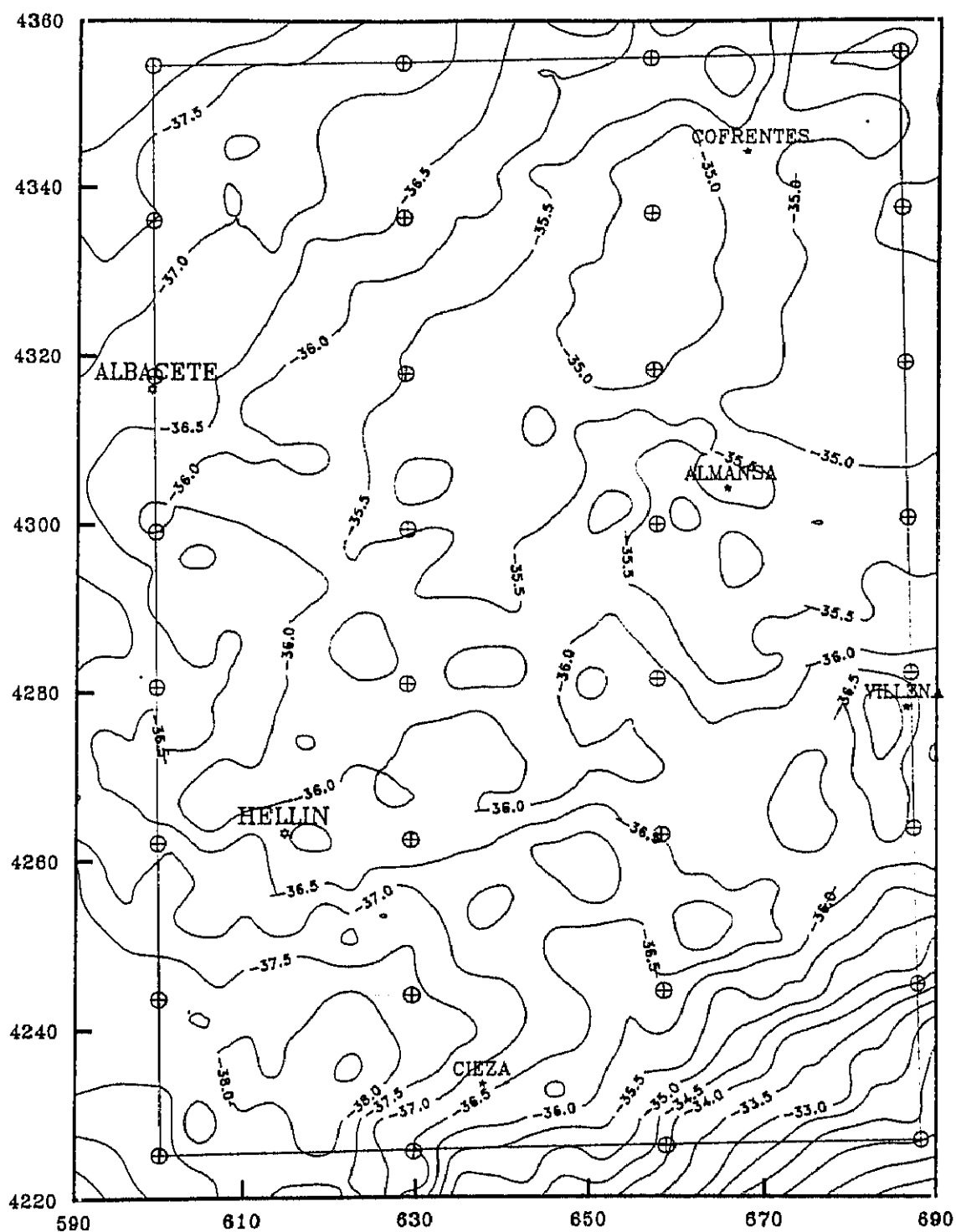


FIG. nº 53. Representación 2D de la superficie de Mohorovicic. Cálculo mediante la aplicación de $H = 31.658 - (0.0783 * G)$ a la anomalía de Bouguer.

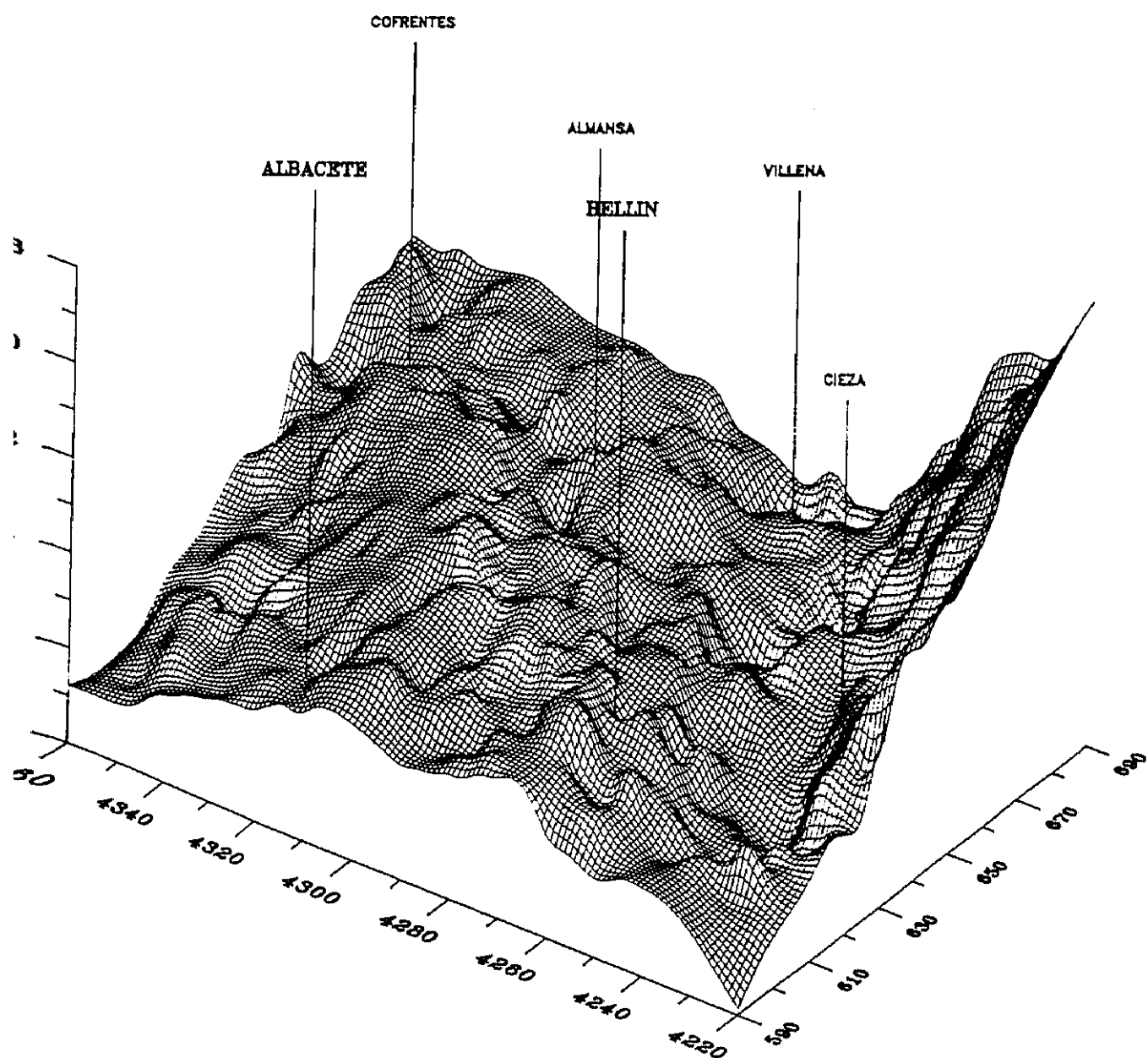


FIG. nº 54. Representación 3D de la superficie de Mohorovicic. Cálculo mediante la aplicación de $H = 31.658 - (0.0783 * G)$ a la anomalía de Bouguer.

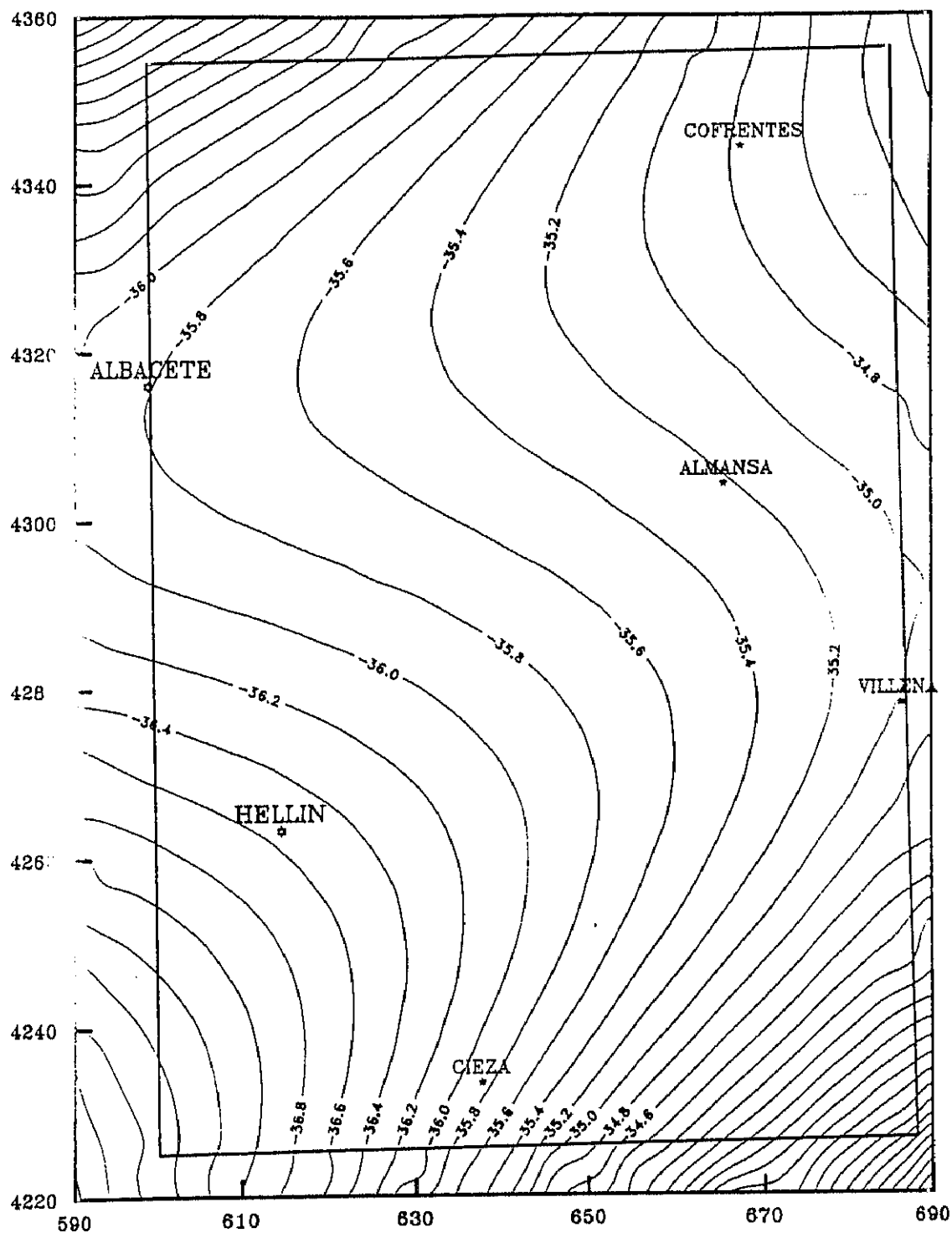


FIG. nº 55. Representación 2D de la superficie de Mohorovicic. Cálculo mediante la aplicación de $H = 31.658 - (0.0783 * G)$ a la anomalía Regional.

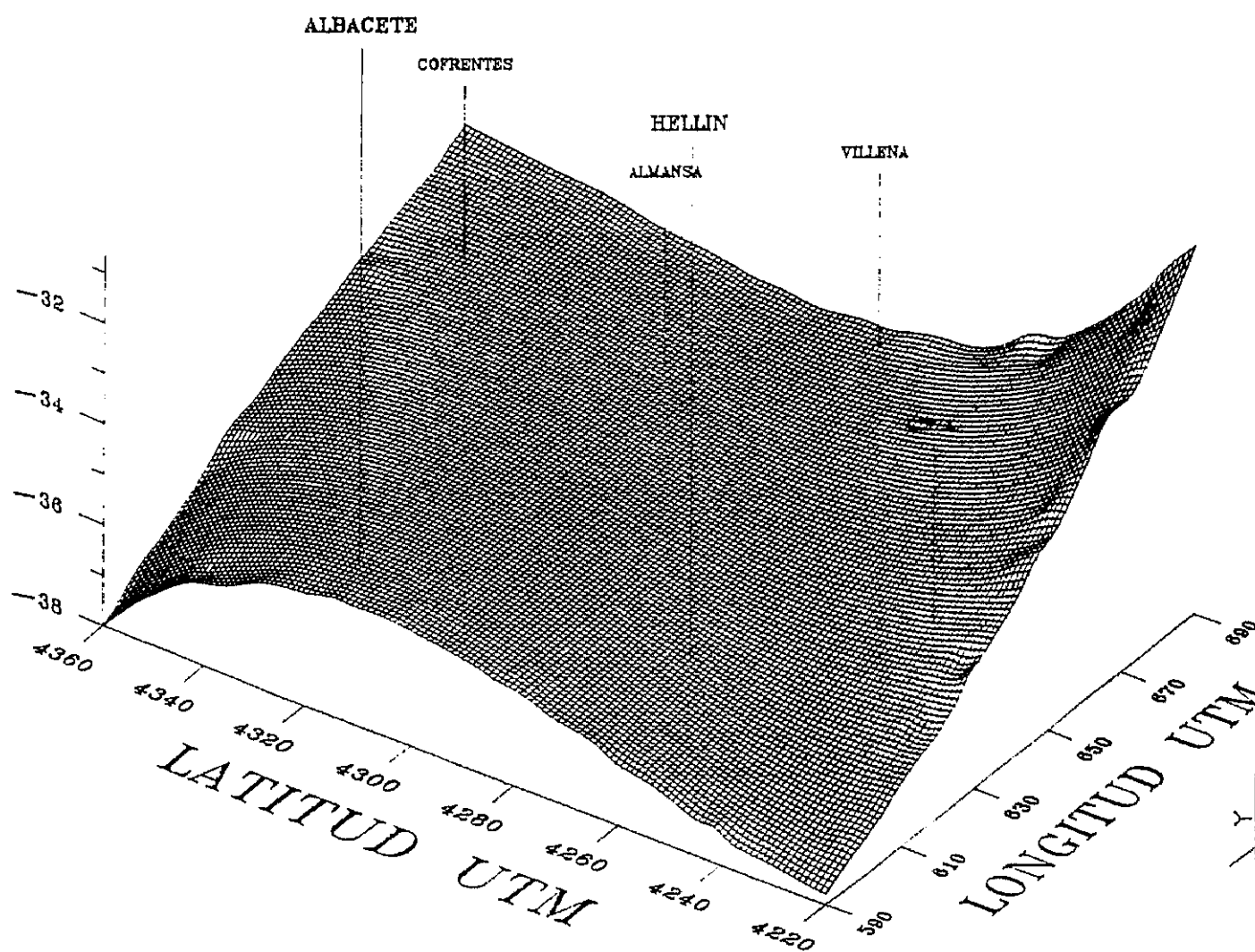


FIG. nº 56. Representación 3D de la superficie de Mohorovicic. Cálculo mediante la aplicación de $H = 31.658 - (0.0783 * G)$ a la anomalía Regional.

IV. 4) MODELIZACIONES DE LA CORTEZA TERRESTRE. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN.

La interpretación cuantitativa nos exige realizar una serie de modelos; para ello, y teniendo en cuenta las direcciones predominantes de las estructuras geológicas de la región, hemos elegido una serie de perfiles que cubren todas las posibilidades de corte (transversales, oblicuos y paralelos) de dichas estructuras.

El principal es el I-I', apoyado por el II-II' y el III-III', todos NO-SE, normales a las direcciones de las principales estructuras.

Los perfiles IV-IV', V-V' y VI-VI' configuran otro grupo, oblicuo a los anteriores y que pretende determinar las potencias corticales hacia la costa así como determinar la importancia de las estructuras de dirección N-S.

Por último se ha considerado un perfil NE-SO, principalmente por seguridad, por si existiese algún elemento importante de dirección NO-SE.

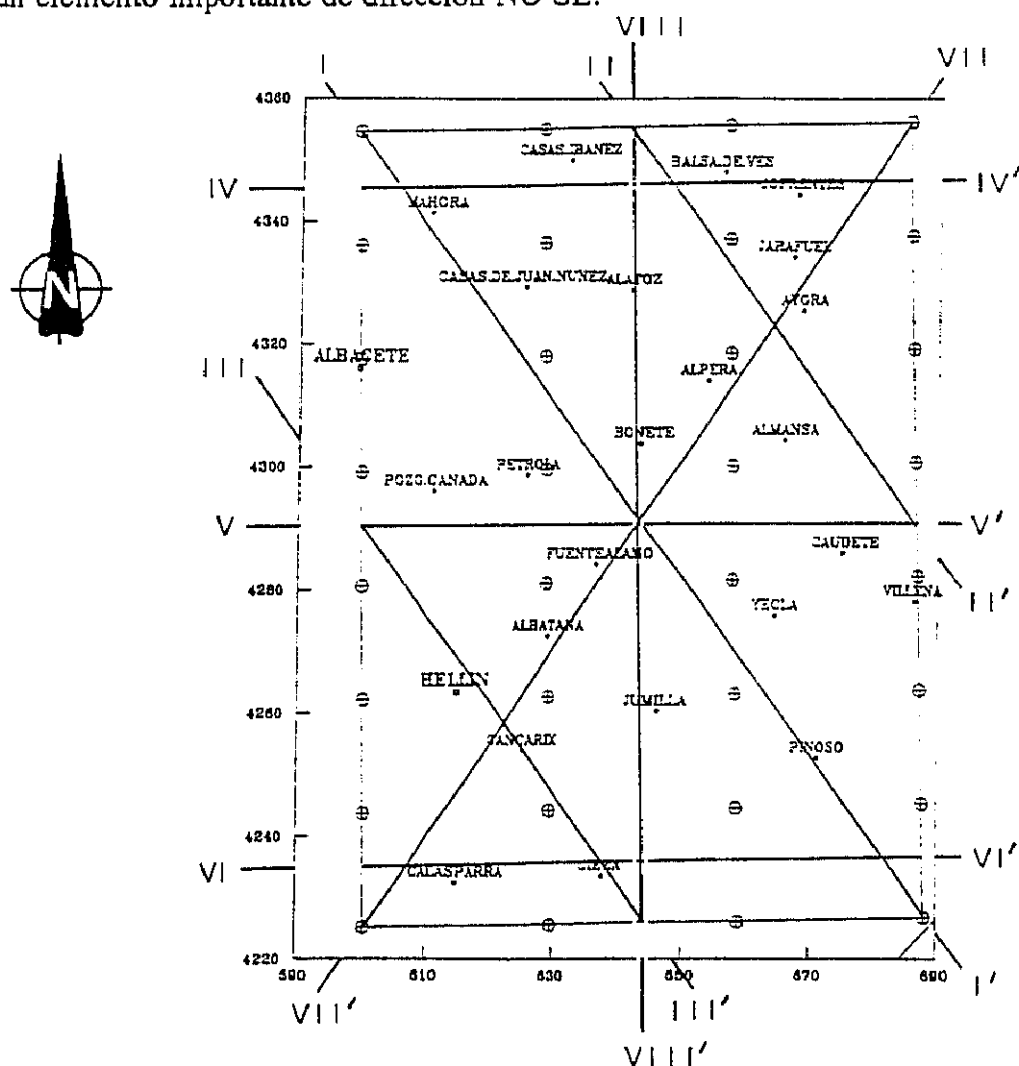


FIG. nº 57. Esquema de la zona estudiada con indicación de los perfiles que se han realizado para la modelización.

Para explicar las anomalías regionales encontradas en nuestra investigación, hemos seguido el siguiente proceso:

1.- Hemos escogido un perfil que reúne todos los elementos característicos de la región. Es el denominado Perfil 1, NO-SE, (véase fig. 57, pag. 159) del Mapa de anomalías Regionales (polinomio de tercer grado). Seguidamente lo hemos regionalizado extendiéndolo, en base a los datos sísmicos que disponemos, por el NO hasta la zona de Toledo (trabajos de PAYO y RUIZ DE LA PARTE, 1974, 1977, ROSALES CALVO, 1977) y por el SE hasta África (trabajos de HATZFELD, D. y BOLOIX, M. 1976; BANDA y UDIAS, 1979; BANDA Y ANSORGE, 1980; CASAS y CARBÓ, 1980; van der BEEK y CLOETINGH, 1992). Asumimos pues que nuestra zona presenta ya una clara tendencia regional de adelgazamiento de la corteza hacia el Mar Mediterráneo.

2.- Sobre este perfil hemos estudiado diferentes modelos corticales teóricos que generan, en nuestra zona, una anomalía semejante a la que hemos detectado. Dentro de un método de Hipótesis múltiples, elaboramos todos los modelos posibles probables (coherentes con los datos de que disponemos).

3.- Modificamos los modelos hasta que se ajustan a la anomalía con un error lo más bajo posible (en principio consideramos aceptable todo modelo cuya curva de gravedad ajuste con menos de un 5% de error con nuestra curva) y desechamos aquellos que es imposible ajustar a dicha anomalía sin que exista un error superior.

4.- Los modelos que han superado la etapa anterior se analizan ahora, extendiéndolos al resto de la zona y comparándolos con los datos geológicos que poseemos. Si es claramente contradictorio con alguno de ellos, lo rechazamos. Si no aparecen incongruencias, se acepta.

5.- Obviamente, el último paso los modelos que superen las etapas anteriores consiste en su extensión a toda la zona.

Concretamente aplicamos el modelo a los otros tres perfiles regionales previstos en base a los datos sísmicos citados en el apartado II. 4. : el N-S, el E-O y el NO-SE, (Véase fig. 57, págs. 159), buscando simplemente su ajuste a la anomalía observada. Seguidamente, siempre dentro de un ajuste con un error (entre la curva de anomalía calculada y la de la anomalía observada) inferior a un 0.1%, hacemos coincidir sus valores en los puntos de intersección. Por último se levantan los perfiles auxiliares: el II, el III, el IV y el VI (Véase fig. 57, pag. 159), en los cuales, si el modelo es correcto, los valores en los puntos de corte deben ser prácticamente iguales.

Es un concepto bastante extendido el que las modelizaciones profundas basadas exclusivamente en valores gravimétricos presentan tantas variaciones y configuraciones posibles que es un ejercicio baldío el intentar obtener un resultado medianamente fiable. En nuestra opinión, utilizando gran cantidad de información geológica, la mayor parte de los modelos que se pueden generar y que cumplen la anomalía gravimétrica, presentan incoherencias geológicas y son eliminables rápidamente. Son muy pocos los modelos coherentes geológica y gravimétricamente y por ello la discusión se centra en un pequeño número. En investigaciones corticales tampoco es excesivamente necesario o relevante una gran precisión, por lo que las variaciones dentro del mismo modelo pueden obviarse en favor de un concepto global.

El tratamiento informático de este apartado se ha realizado en un PC de Zócalo 386 con coprocesador matemático INTEL-387.

Los cálculos para las modelizaciones han sido hechos mediante los programas **GM-SYS** versión 1.6 (de Northwest Geophysical Associates, inc.) específico para este tipo de trabajos y adquirido recientemente por el Departamento y el **CMN.EXE** (CARBÓ, inédito), cuyos cálculos, basados en el algoritmo de CADY nos han servido de comprobación.

Para las extensiones laterales de apoyo de los perfiles hemos tenido en cuenta toda la información geofísica que disponemos, y hemos apoyado nuestros perfiles como se indica en las siguientes figuras:

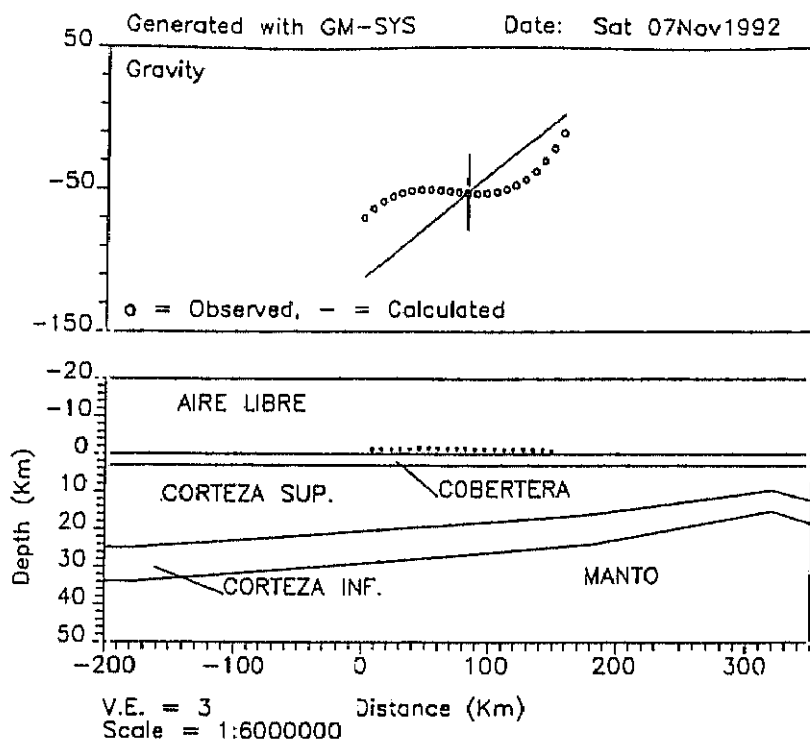


FIG. n° 58, A) Cortes regionales usados en la prolongación de los perfiles para la elaboración de los modelos. Corte NO-SE

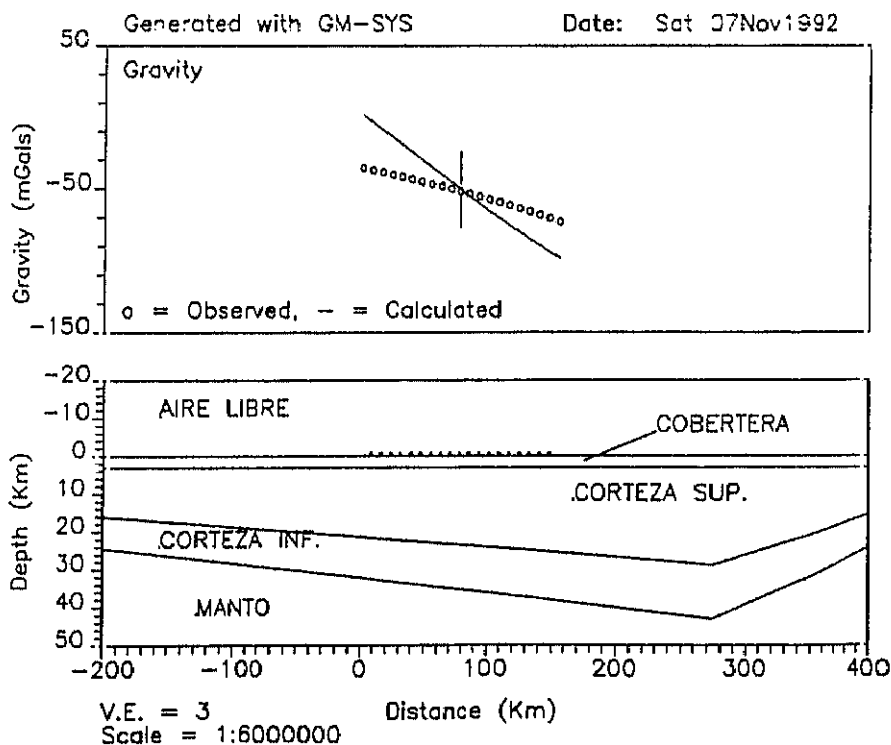


FIG. n° 58, B) Cortes regionales usados en la prolongación de los perfiles para la elaboración de los modelos. Corte NE-SO.

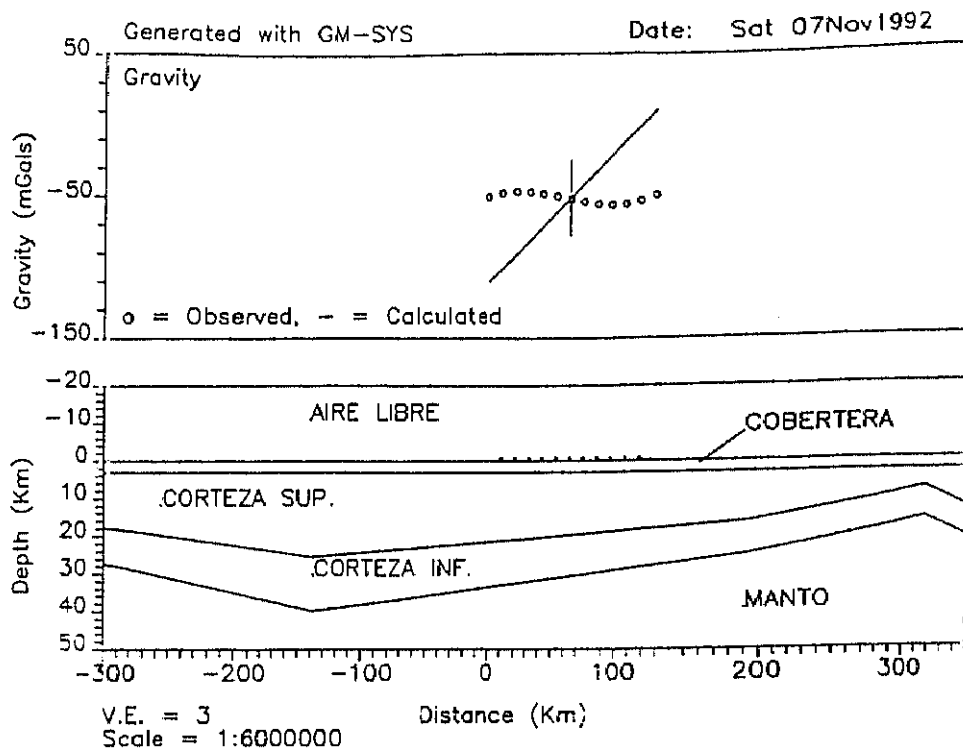


FIG. n° 58, C) Cortes regionales usados en la prolongación de los perfiles para la elaboración de los modelos. Corte N-S.

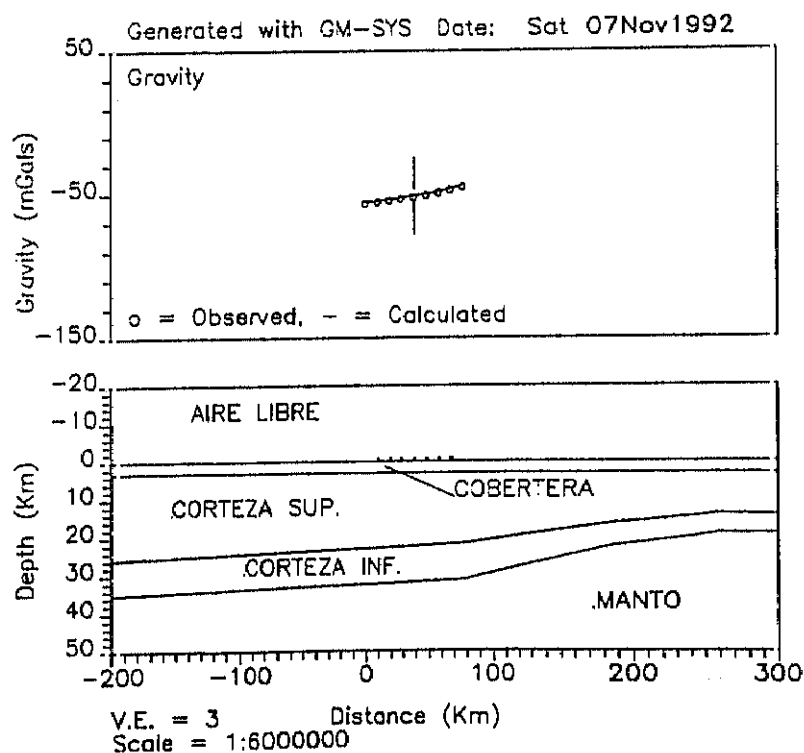


FIG. n° 58, D) Cortes regionales usados en la prolongación de los perfiles para la elaboración de los modelos. Corte O-E.

IV. 5. 1) PROCESO DE MODELIZACIÓN.

Como ya he comentado, nuestro primer elemento de aproximación fue elaborar un modelo teórico que presenta las pendientes estimadas entre Toledo y la Cuenca de Valencia, y calcular la anomalía que genera para las densidades fijadas teóricamente (véase apartado IV.2.) El resultado ofrece un error de ajuste con la anomalía detectada del 30.7%. (véase **Mod. PRIN0**, fig. 59, pag. 168), corte entre Toledo y África y **Mod. PRINA0** (fig. 60, pag. 169), el mismo, centrado en nuestra zona. Cualquier modificación en las densidades de la Corteza, tanto inferior como superior aumenta el desfase entre la anomalía generada y la observada. Curiosamente, una disminución en la densidad supuesta para el manto reduce enormemente el error de ajuste: si suponemos el manto de $d=2.92 \text{ g/cm}^3$ y lo unimos con la Corteza Inf. el error de ajuste es del 9%, lo cual únicamente se consigue, manteniendo las densidades, si ponemos el manto en nuestra zona a 15 Km de profundidad, algo inviable porque entonces estaría a 19 Km en Toledo o afloraría en el Mediterráneo. Es decir, que dentro de una modelización de tendencias regionales determinada por la interpretación de perfiles sísmicos profundos, las densidades escogidas son las que mejor ajustan, excepto en el caso del Manto (por ser el que genera mayor contraste), en el que presentaría menor desfase una densidad muy inferior, del orden de 2.9 g/cm^3 , pero esto entraría en contradicción con todas las determinaciones de velocidades de ondas sísmicas que se han obtenido en el SE español.

Si además de la tendencia regional tenemos en cuenta los puntos en los cuales disponemos de aproximaciones sobre la profundidad del Moho (costas, borde de plataforma), el error se reduce al 27.1%. (véase **Mod. PRIN1**, fig. 61, pag. 170, corte regional, y **Mod. PRINA1**, fig. 62, pag. 171, corte local). Solamente este dato ya confirma nuestra hipótesis de partida: alrededor de un 70% del ajuste de la curva (permítaseme la libertad de considerar así al % de error de ajuste) es debido a las tendencias regionales de la discontinuidad de Mohorovicic, restando un 30% del ajuste para las restantes variaciones existentes en la vertical de la zona.

El siguiente paso fue la inclusión dentro de este modelo inicial, de los valores teóricos obtenidos para la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic (véase punto IV.3, pag. 145). Si la inclusión de estos valores se hace considerando para Moho y Conrad las pendientes regionales medias, el error es de 24.2% (**Mod. MOHO1**, fig. 63, pag. 172), y si se hace considerando las variaciones locales citadas, desciende al 19% (**Mod. MOHO0**, fig. 64, pag. 173), pero sigue estando muy lejos de un mediano ajuste. Como se ve, el cálculo del Moho mediante las fórmulas estudiadas anteriormente (**WORZEL**, **WOOLLARD** y **ANDREEV**) no es válido en las magnitudes en que se apli-

ca, aunque tampoco es erróneo o contradictorio, pues el error no aumenta. Intentaremos pues mantener esta configuración del Moho y modificar las demás variables para poder determinar una posible línea de ajuste.

En el supuesto de que consideremos correctos o cuando menos, aproximados, los cálculos del Moho e intentemos ajustar la anomalía variando la discontinuidad de Conrad, los resultados son **Mod. MOHO01** (fig. 65, pag. 174) con un error del 1% (y saltos de 12 Km. en Conrad) o **Mod. MOHO2** (fig. 66, pag. 175) con error de 0.9% (imposible de ajustar sin esa extraña cuña que se introduce en el manto). Como se ve, ambos modelos son geológicamente inviables.

Otra posibilidad para mantener el Moho tal y como se calculó y no necesitar esos enormes saltos en Conrad es considerar variaciones locales de densidad. Estas variaciones han de presentar contrastes laterales, pues si lo que hacemos es incluir capas de velocidades (densidades) anómalas (como algunos autores indican para la cordillera Bética y el Macizo Ibérico, VEGAS, 1982; BANDA et al., 1983), lo único que conseguimos es aumentar o disminuir en valor absoluto toda la anomalía generada, no modificar la misma para un mejor ajuste.

Consideramos pues una menor densidad para el material mantálico asociado a la cuenca Mediterránea (Alborán, Valencia): con $d=3.24 \text{ g/cm}^3$. El ajuste presenta entonces un error mínimo de 4.9% (**Mod. DENSII**, fig. 67, pag. 176). La única manera de precisarlo más, es considerando otros bloques de diferente densidad hacia el O (**Mod. DENSII2**, fig. 68, pag. 177), con lo que el error desciende al 1.4%; por este camino podemos llegar a un error de 0.6% (**Mod. DENSII5**, fig. 69, pag. 178), con modelos de enorme complejidad y sin ningún apoyo geológico para los mismos.

En resumen: hemos de rechazar la modelización de los valores teóricos hallados para el MOHO por no ajustarse a la anomalía hallada en la zona, excepto en el caso de considerar numerosas variaciones laterales de densidad en el Manto y en la Corteza, variaciones que carecen de fundamento.

Nuestro segundo enfoque para abordar el problema fue un poco el proceso inverso: si no es válido el cálculo teórico de la profundidad del Moho a partir de la anomalía generada por el mismo, ¿podríamos averiguar cuál es la variación que hay que introducir en el Moho para generar la anomalía que tenemos?

Comenzamos con el modelo de tendencia general (**Mod. PRIN0**, fig. 59, pag. 168) y variamos Moho de todas las forma posibles hasta obtener el máximo ajuste en un modelo que presenta una variación en el Moho de 5 Km en la vertical en un espacio de

50 Km. (Mod. FIN0, fig. 70, pag. 179), con un error de 1.5%. El problema surge cuando este mismo modelo lo intentamos adaptar a las tendencias locales (Mod. PRIN1, fig. 61, pag. 170): no ajusta. Si lo variamos para reducir el error, llegamos a un modelo (Mod. FIN, fig. 71, pag. 180) con error del 0.8% pero que presenta un salto en vertical de 7 Km en un espacio de 13 Km en horizontal, lo que hemos de considerar excesivo.

¿Podríamos compensar estos saltos si consideramos (siguiendo a CARBÓ, 1982) la existencia de un manto anómalo que penetre en nuestra zona procedente de la región valenciana? Considerando todos los datos de que disponemos, el modelo que mejor ajusta es el ANOM5 (fig. 72, pag. 181, error de 1.3%) pero no resuelve el problema del salto en vertical. Si intentamos disminuirlo modificando Conrad, el mejor ajuste es el Mod. ANOM11 (fig. 73, pag. 182, error de 0.8%), pero lo único que hemos conseguido es trasladar el problema a la discontinuidad de Conrad, que es la que presenta ahora esos saltos, si cabe más acusados.

Considerada la existencia de un manto anómalo, debido a la migración de elementos hacia la superficie, es lógico pensar en su proyección o influencia en las capas superiores. La existencia de rocas volcánicas en superficie (en nuestro corte la zona de Jumilla-Fortuna) pueden apoyar esta interpretación, y hacia esta zona deberá de prolongarse la influencia del manto anómalo, el cual intentamos con la superficie, variando su densidad conforme asciende. Partimos ya de un hecho contradictorio: mientras que los afloramientos se encuentran en el tercio SE del corte, el modelo ajustado hasta ahora presenta su máximo anómalo en el tercio NO, lo que nos va a obligar a considerar unos contrastes de densidad bastante elevados y un ajuste casi imposible en los primeros kilómetros del perfil. El modelo es el CHI1B1 (fig. 74, pag. 183, error 1.4%). En el intento de corregir estos desajustes se pueden llegar a complicar tanto las soluciones que se generan modelos que si bien arreglan el ajuste (Mod. CHI1C1, fig. 75, pag. 184, error 0.4%), complican tanto la estructura que aparecen aún más problemas, por lo que abandonamos también esta posible modelización.

En el proceso de generar todas la hipótesis plausibles, consideramos también la existencia de fallas intracorticales compresivas. Este supuesto fue imposible de ajustar dentro de un mínimo de coherencia geológica. No es posible un modelo lógico que considere la existencia de grandes fallas asociadas bien a una supuesta prolongación de la fractura del Guadalquivir bien al engrosamiento Bético (y una hipotética subducción abortada) y que genere una anomalía como la que existe. Como ejemplo véase el modelo de mejor ajuste, el FALLA0 (fig. 76, pag. 185, error de 1.1%), que está realizado sobre

la tendencia general; si lo aplicamos a los datos locales, el error de ajuste se dispara al 20%.

Si estudiamos la posible existencia de efectos distensivos nos encontramos con la misma imposibilidad que en el caso anterior y curiosamente todos los modelos nos derivan a la consideración de un adelgazamiento de la corteza mediante dos zonas de salto en vertical de las discontinuidades: una al comienzo del perfil y otra fuera de él, en la costa. (Mod. CUEN2A1, fig. 77, pag. 186, error 0.4%).

Constatar este hecho nos llevó a plantearnos una nueva posibilidad: ¿pueden ser atenuados estos saltos de forma que (sin grandes variaciones de densidad) el adelgazamiento de la corteza que provocan sea repartido en una mayor extensión? Dicho de otra manera: ¿La anomalía puede estar generada por numerosos pequeños saltos en las discontinuidades, sin necesidad de recurrir a grandes estructuras ni variaciones laterales de densidad?

El resultado fue inmediato; en el modelo de tendencias regionales, repartido el adelgazamiento de la corteza a lo largo de 250 Km se genera el perfil SAL0 (fig. 78, pag. 187) de error 1.4 %. La característica que más llama la atención en este modelo es el nivel al que se encuentra el Moho, casi a 20 Km. de profundidad, bajo lo que debería ser un engrosamiento cortical relacionado con el relieve Ibérico. Si intentamos corregir este hecho, aplicando el mismo modelo a un perfil que considere los condicionantes locales y suavizamos los saltos, obtenemos el ajuste más perfecto de todos los modelos que hemos generado (Mod. FINAL, error entre 9.1×10^{-2} y $0.1 \times 10^{-2}\%$, fig. 79, pag. 188).

Superando nuestras previsiones, de todos los modelos elaborados, solamente uno, éste último, es el que parece reunir más probabilidades de ser correcto, por lo que comprobaremos su posible extensión a toda nuestra zona.

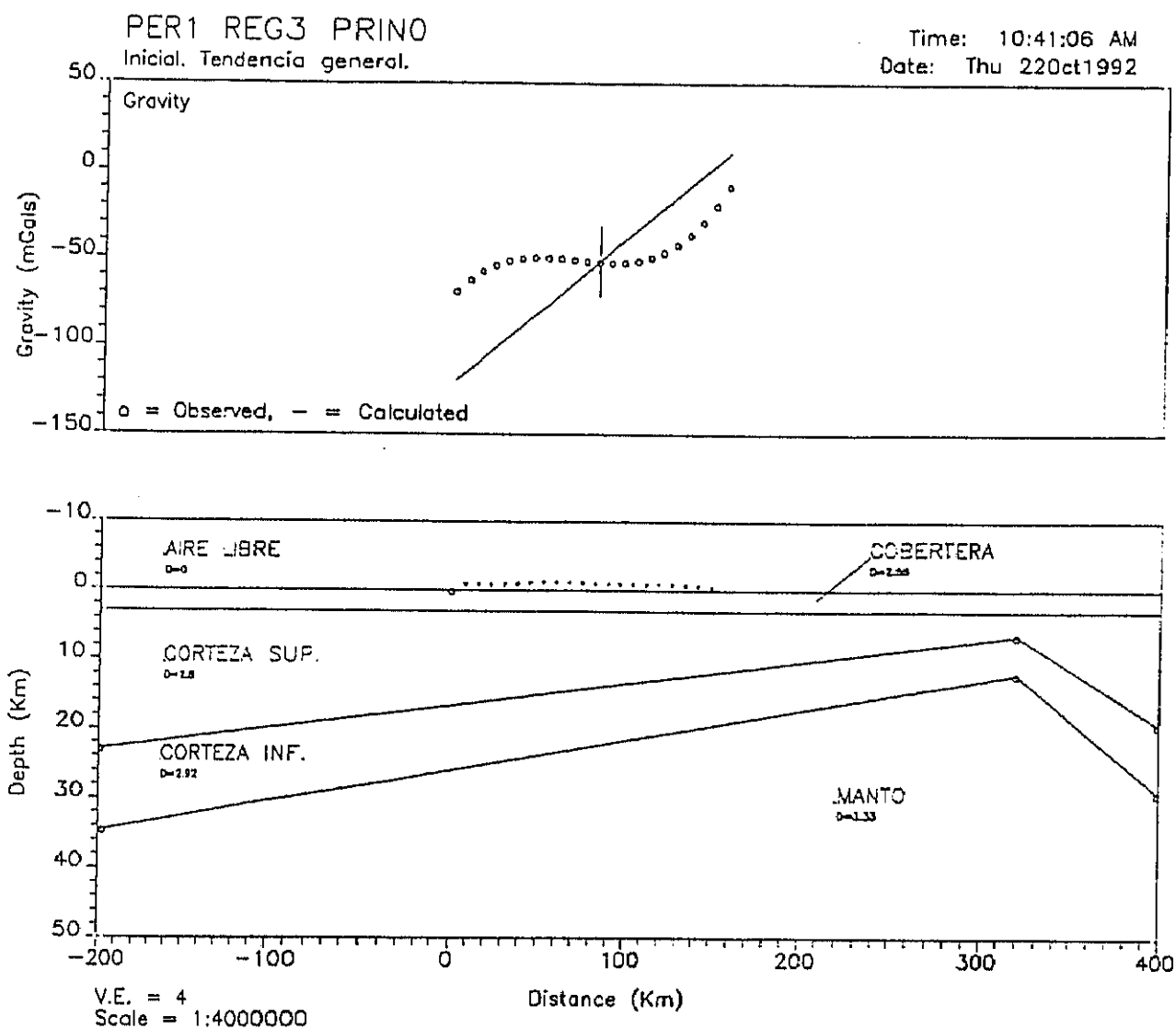


FIG. 59.- MODELO PRIN-0

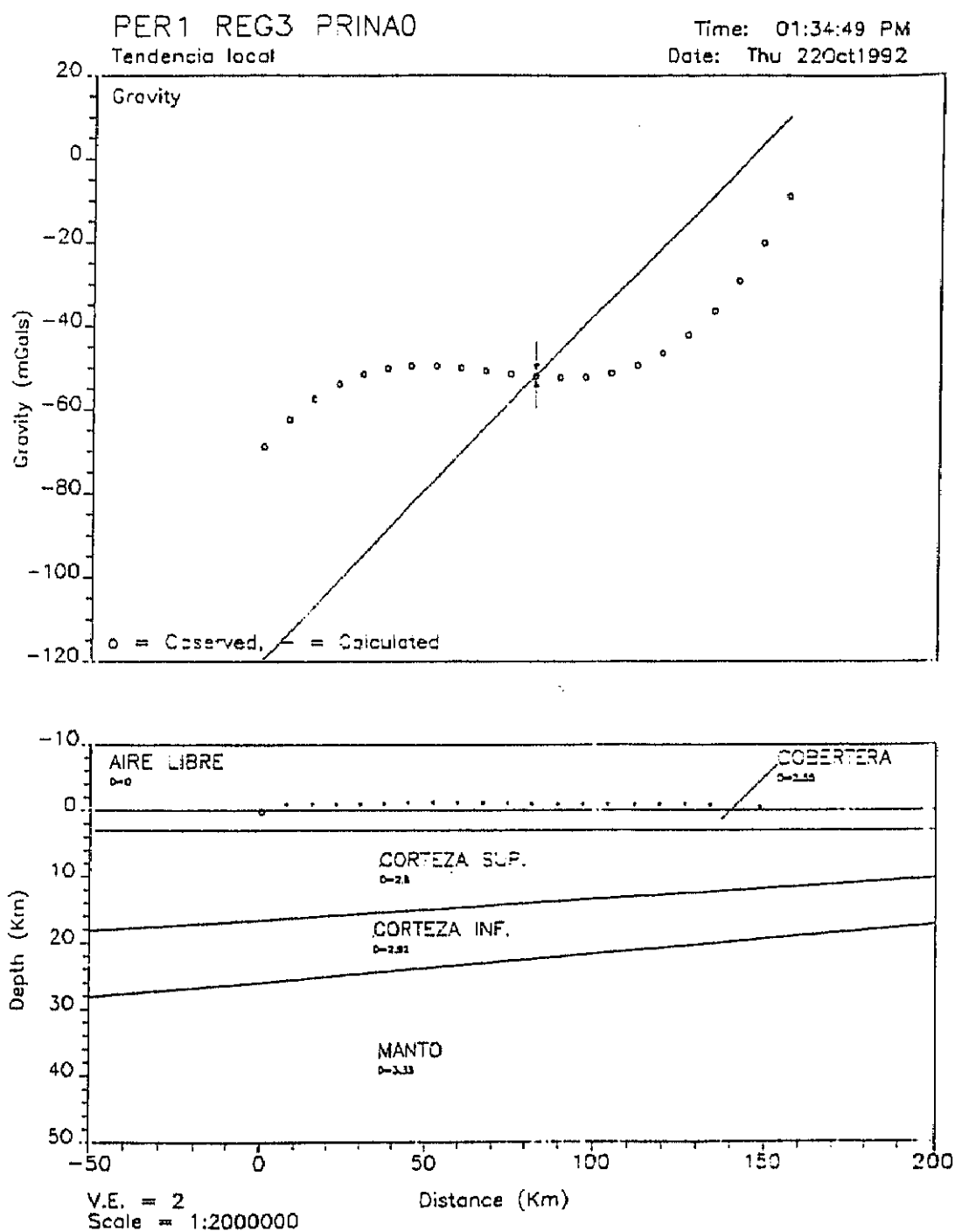


FIG. 60.- MODELO PRINA-0

PER1 REG3 PRIN1

Tendencias locales

Time: 01:39:12 PM

Date: Thu 22Oct1992

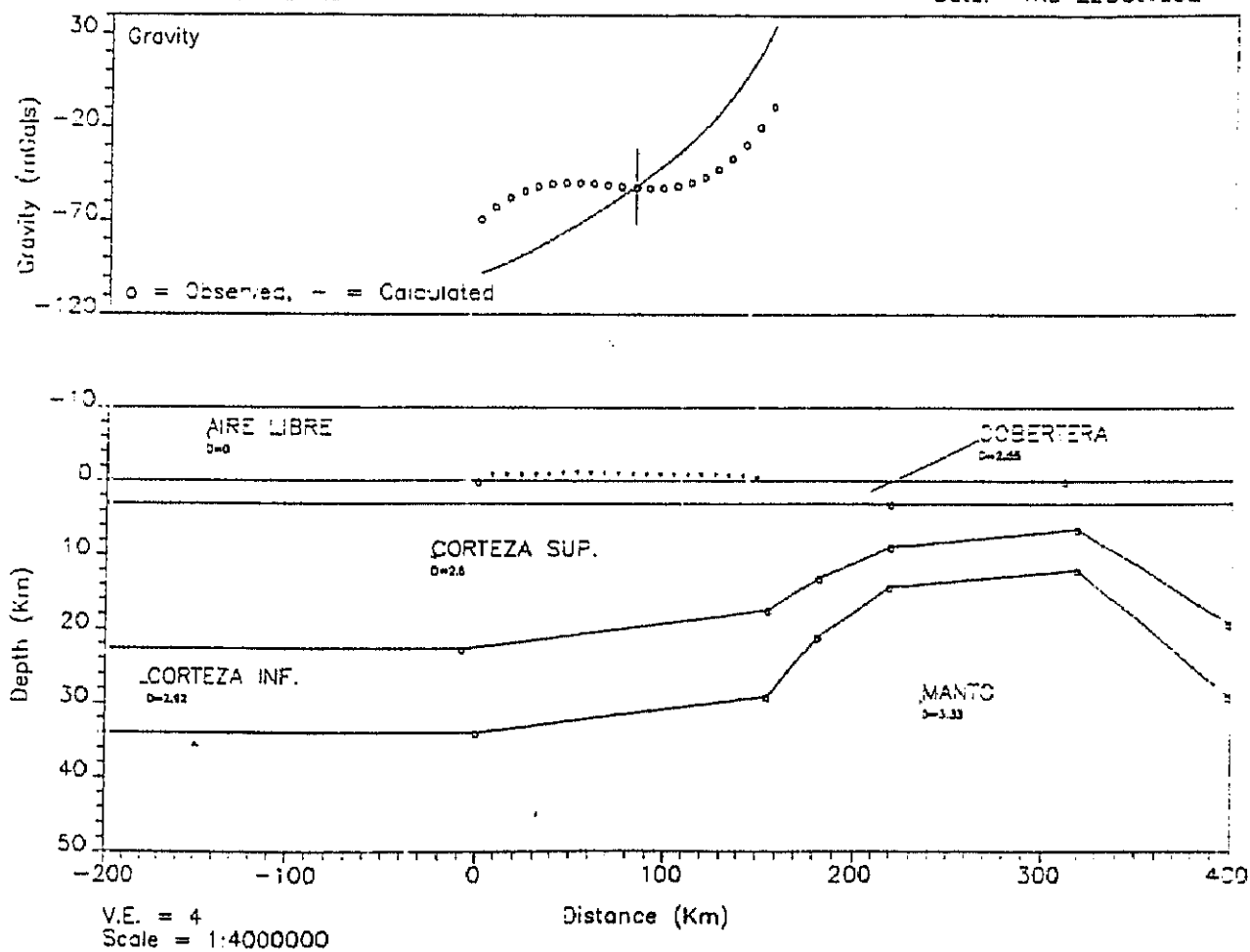


FIG. 61.- MODELO PRIN-1

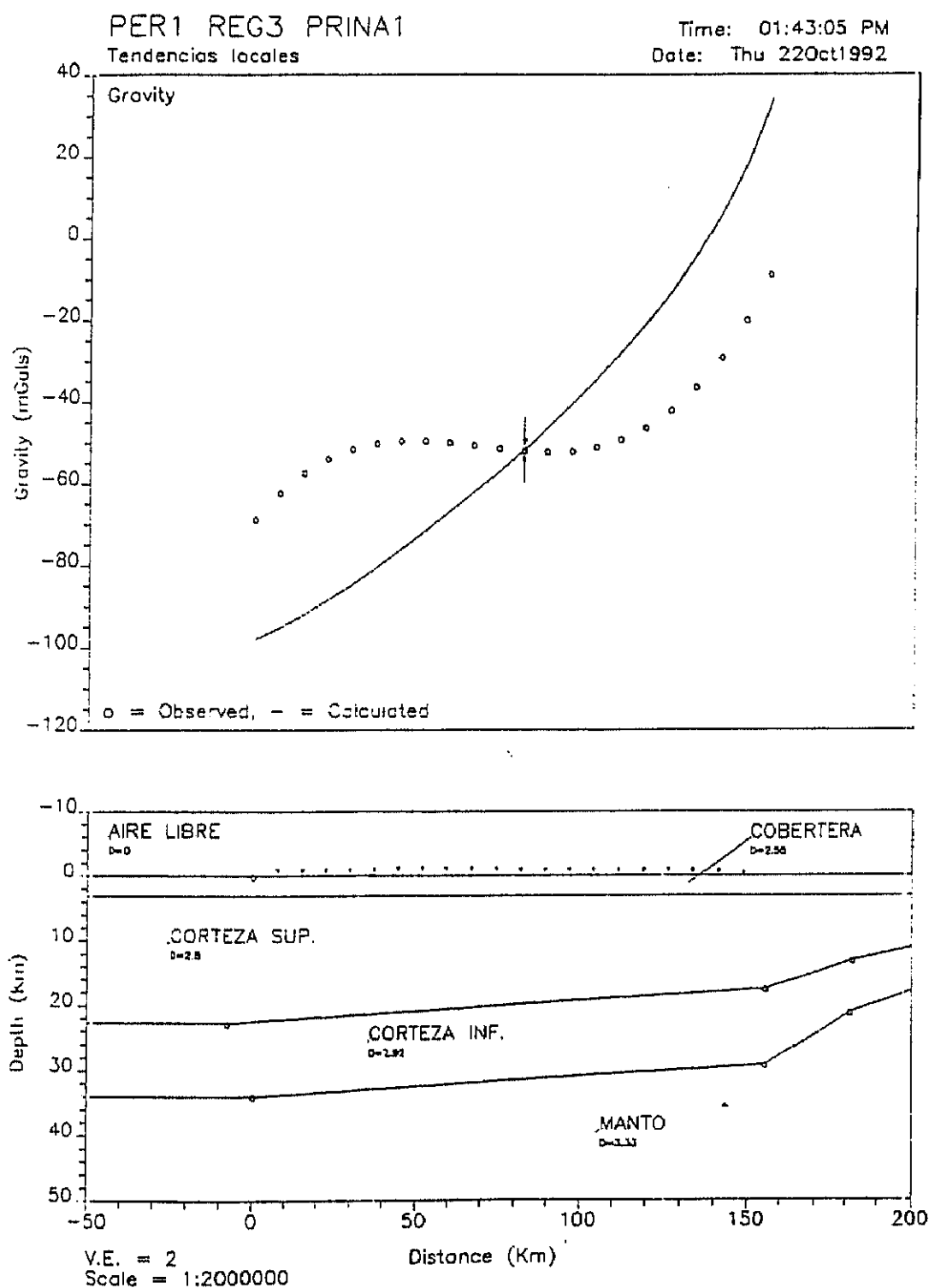


FIG. 62.- MODELO PRINA-1

PER1 REG3 MOHO1

Time: 08:24:59 PM
Date: Thu 22Oct1992

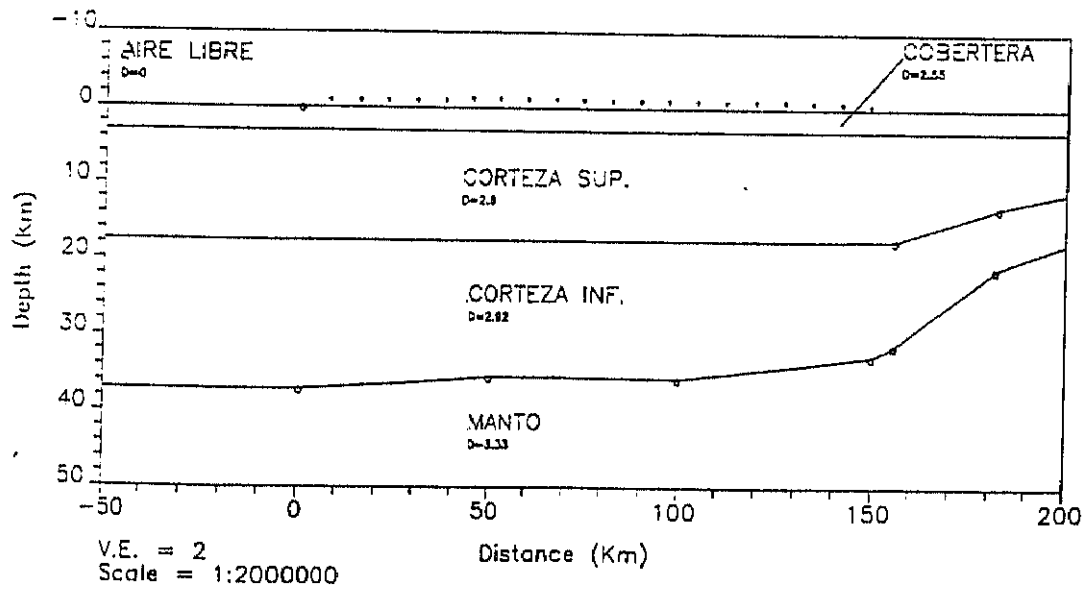
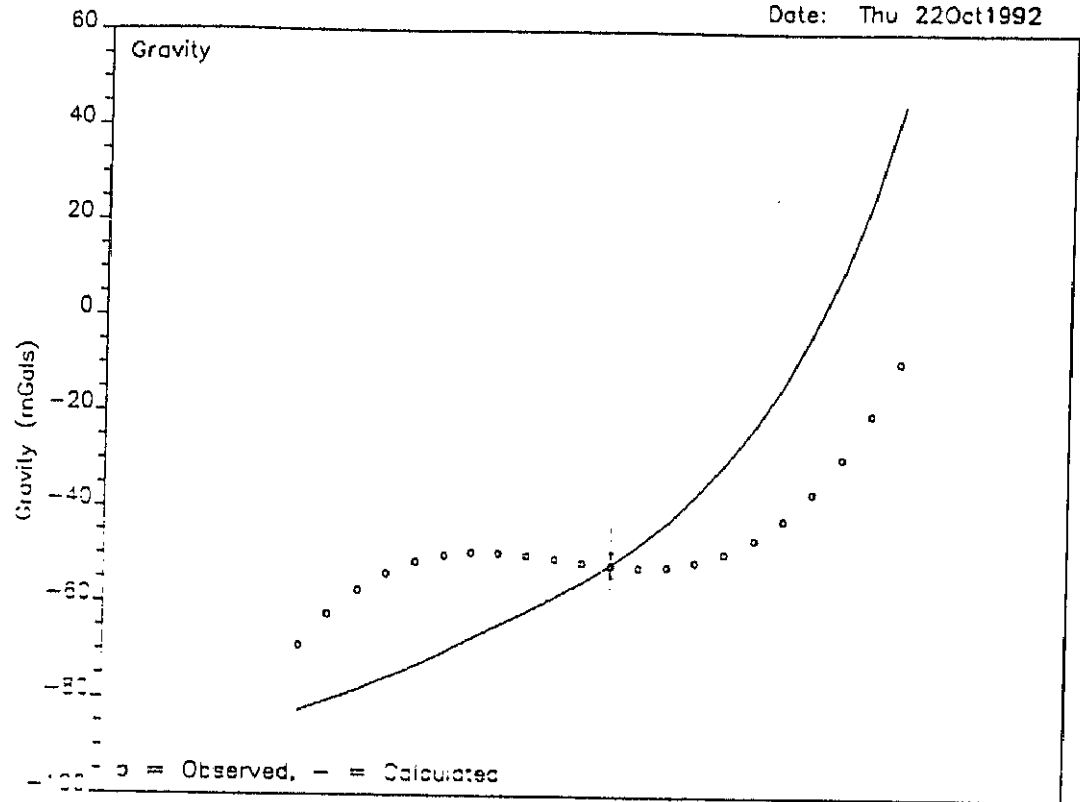


FIG. 63.- MODELO MOHO-1

PER1 REG3 MOHO0

Tendencia general

Time: 08:41:16 PM

Date: Thu 22Oct1992

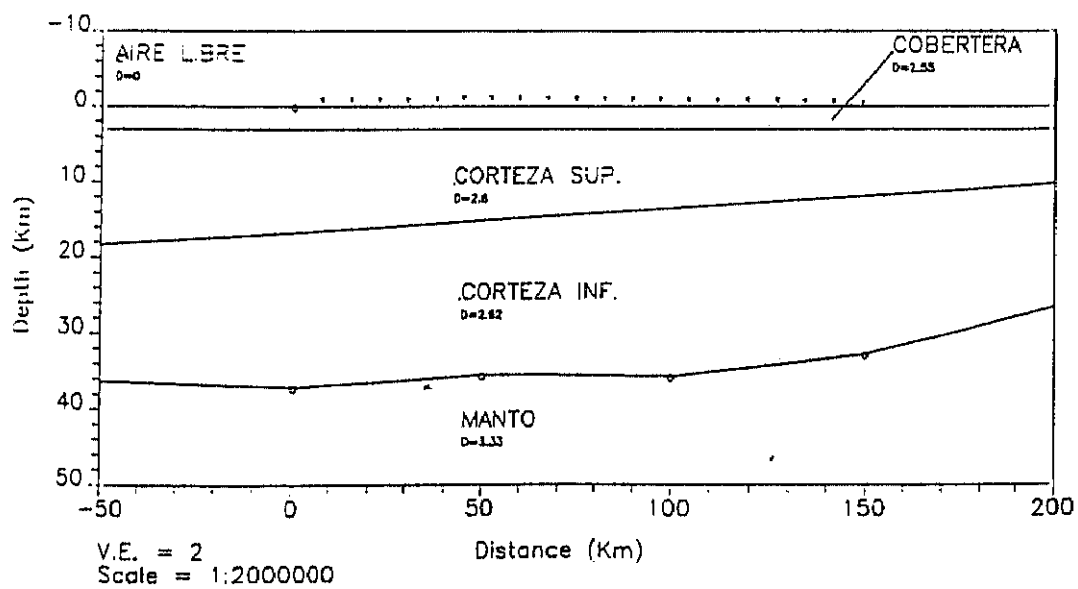
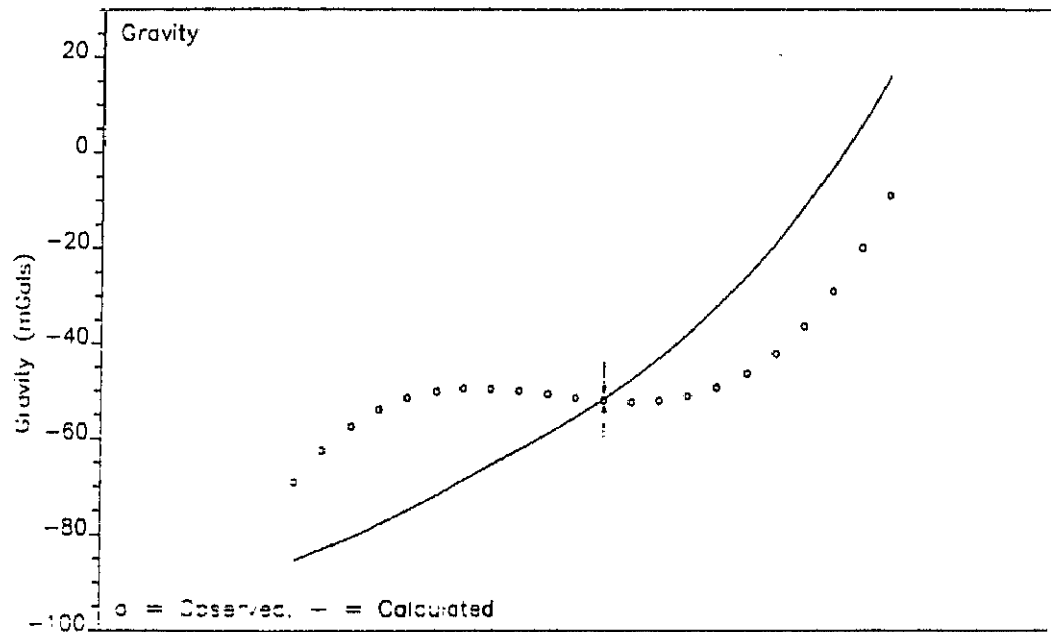


FIG. 64.- MODELO MOHO-0

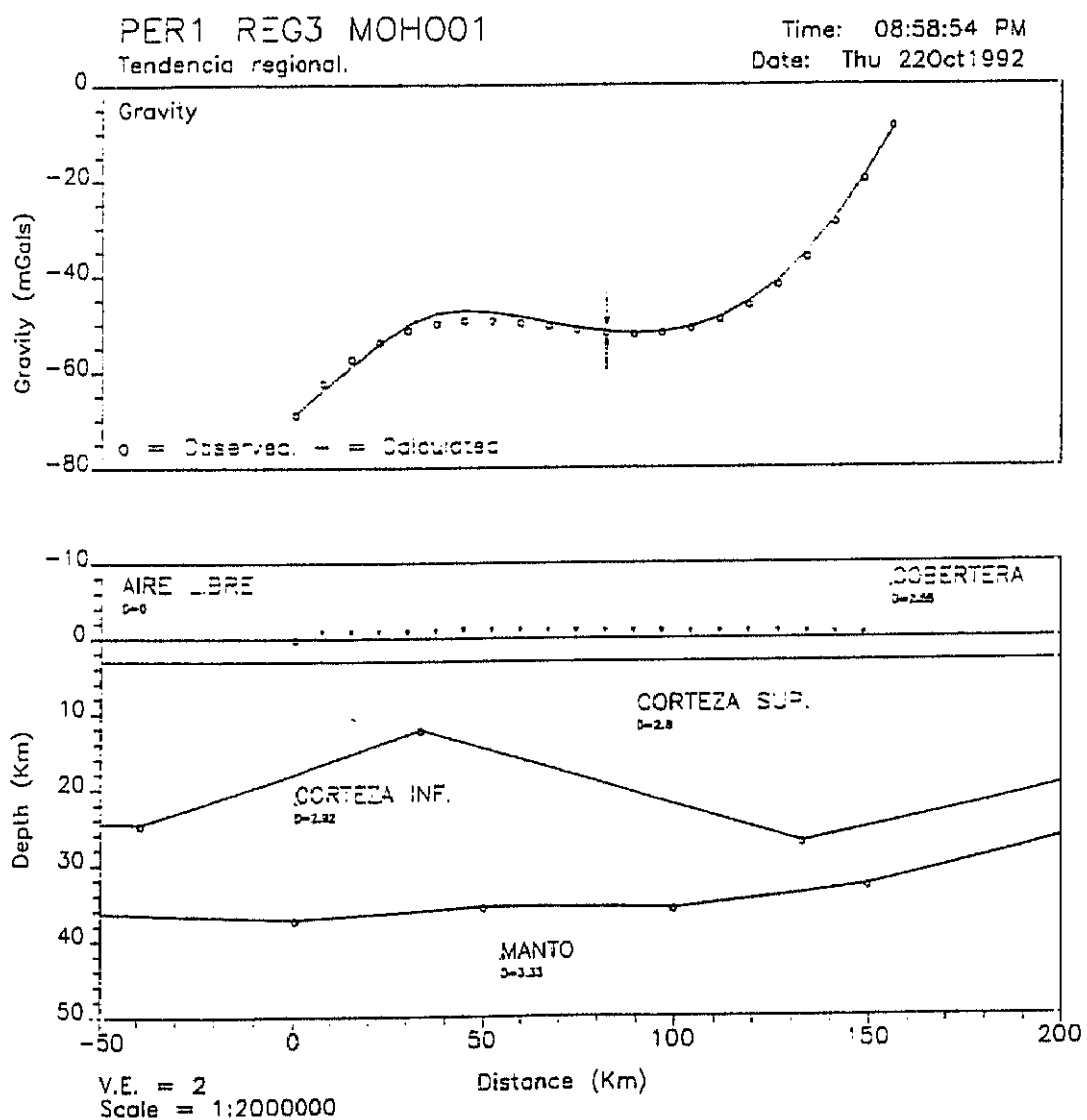


FIG. 65.- MODELO MOHO-01

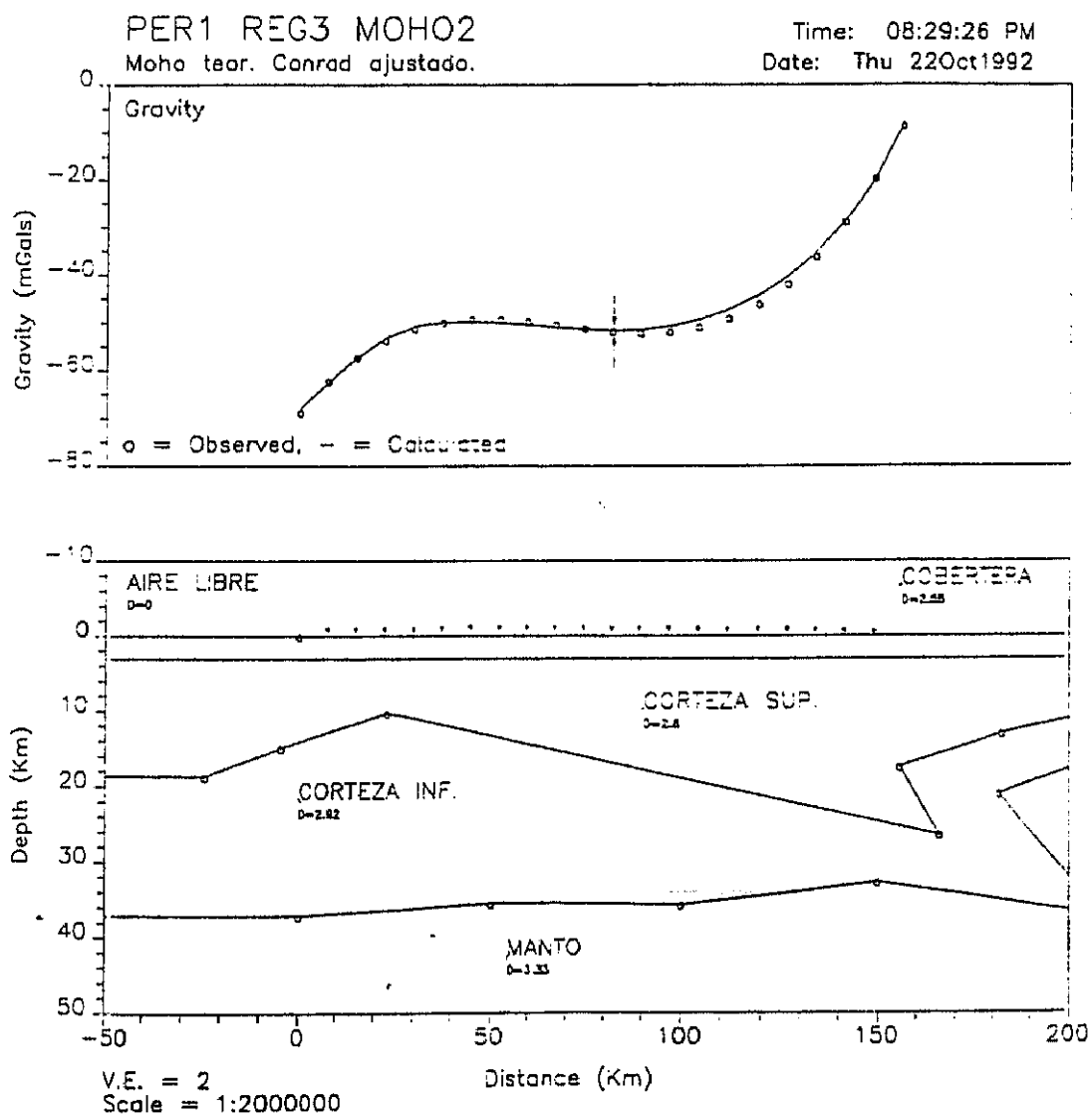


FIG. 66.- MODELO MOHO-2

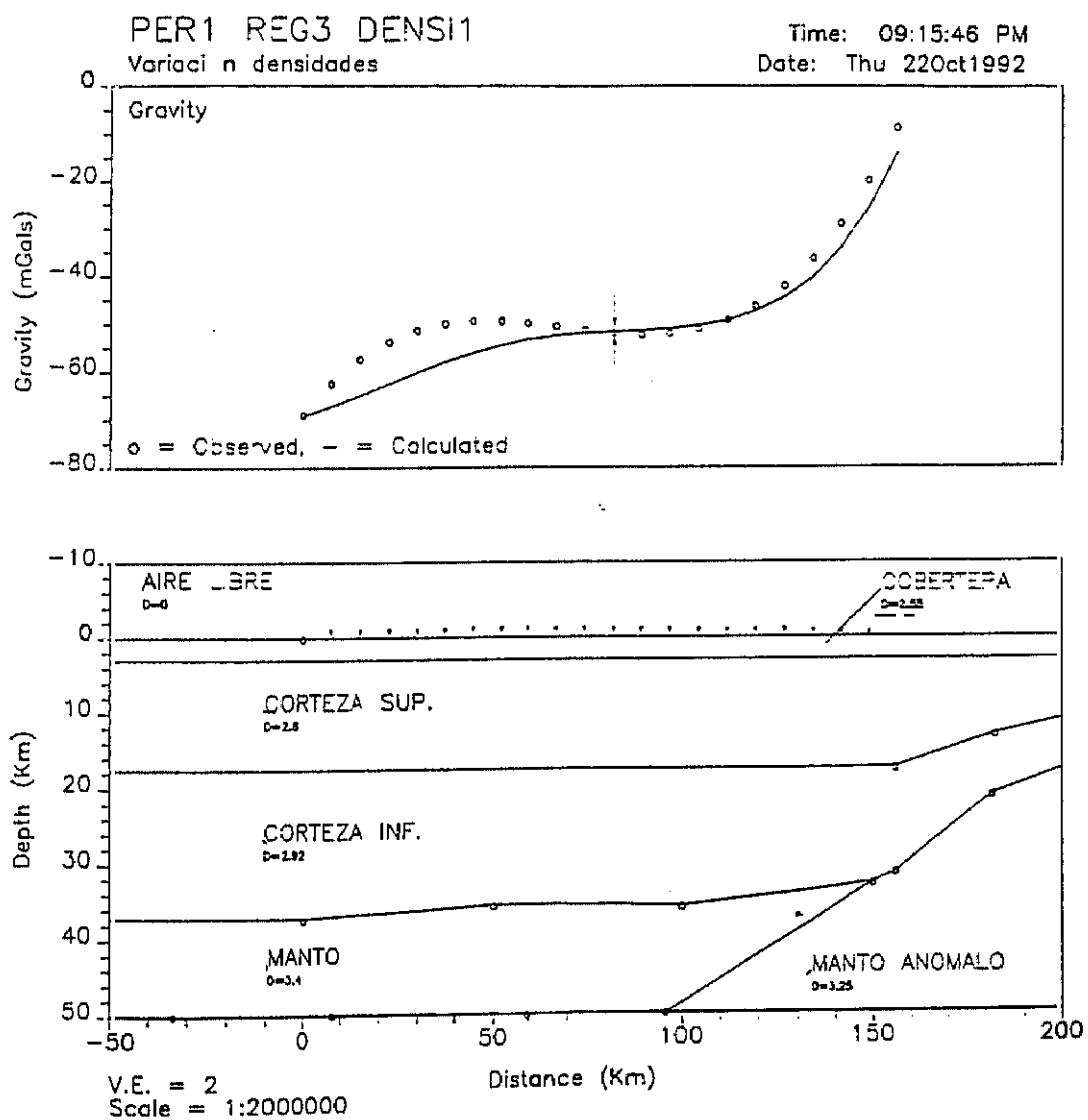


FIG. 67.- MODELO DENSI-1

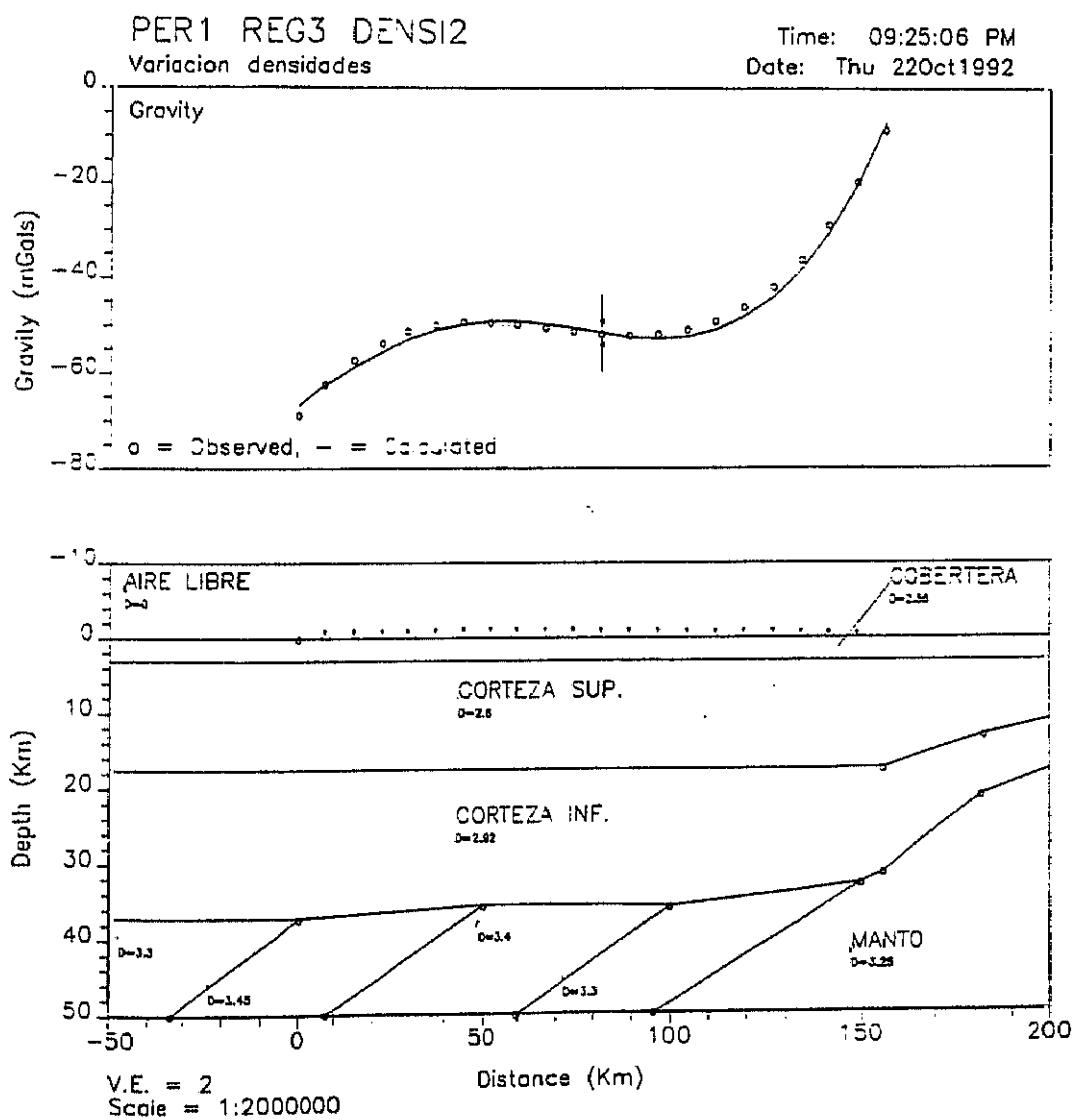


FIG. 68.- MODELO DENSI-2

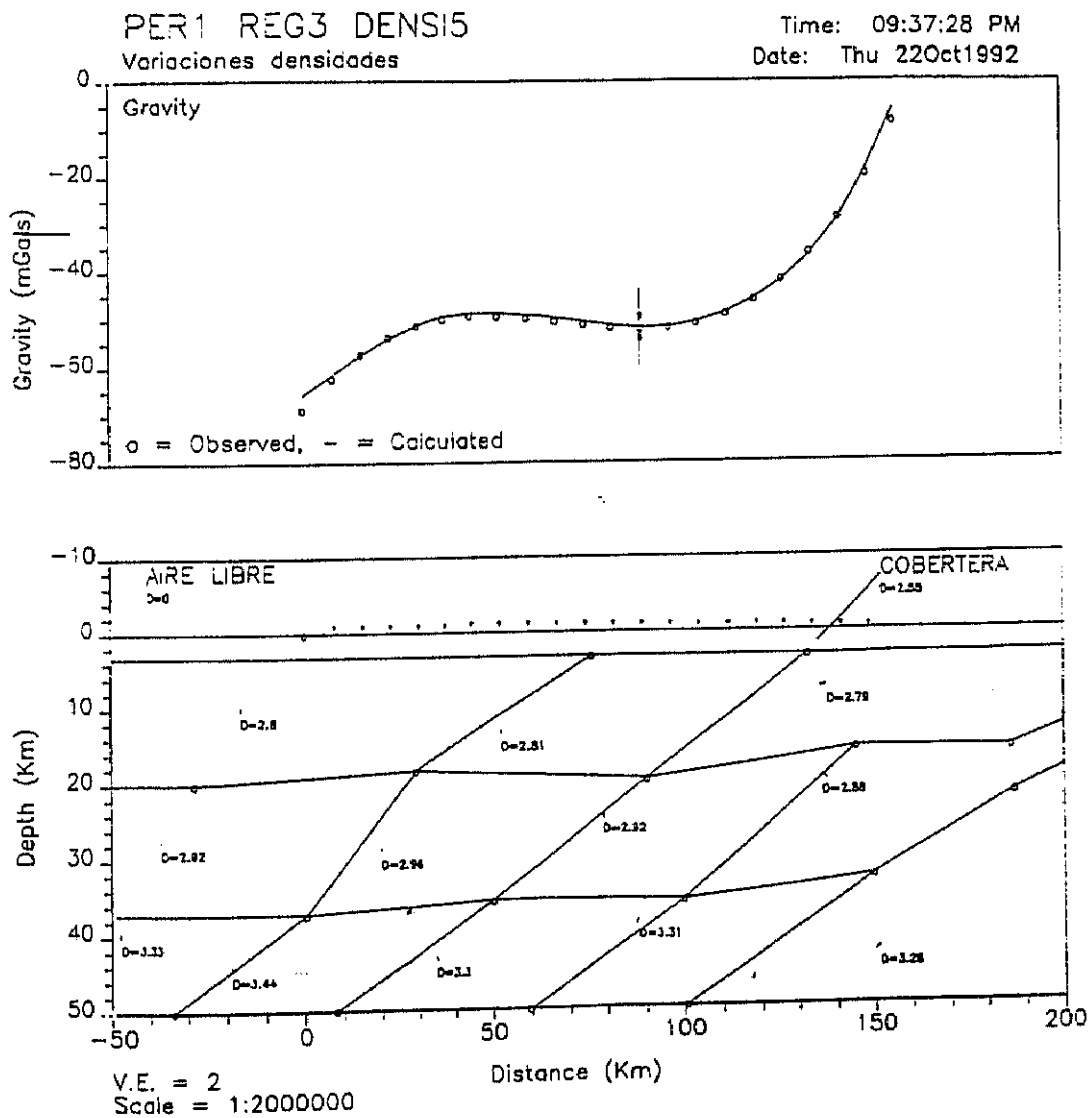


FIG. 69.- MODELO DENSI-5

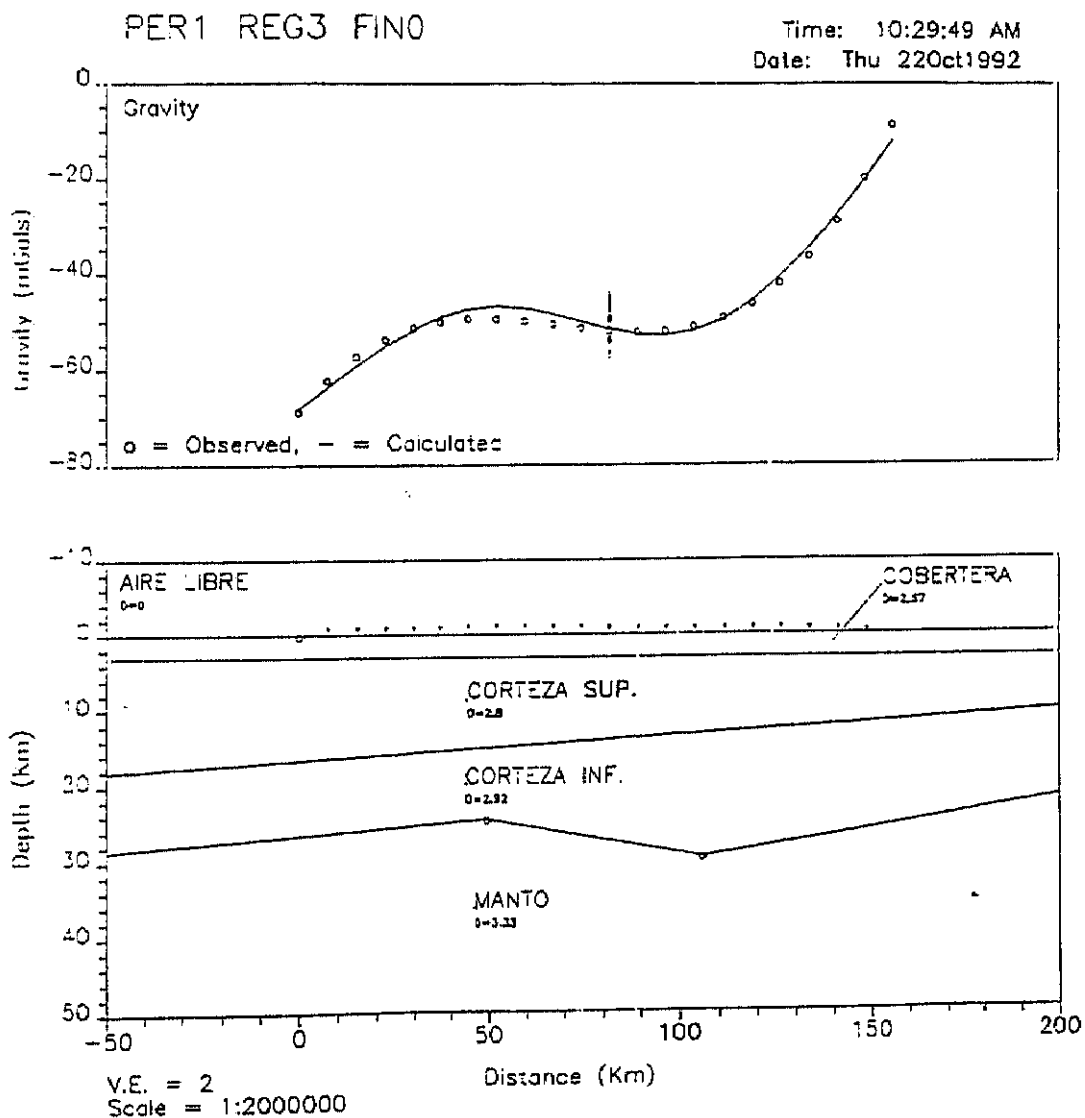


FIG. 70.- MODELO FIN-0

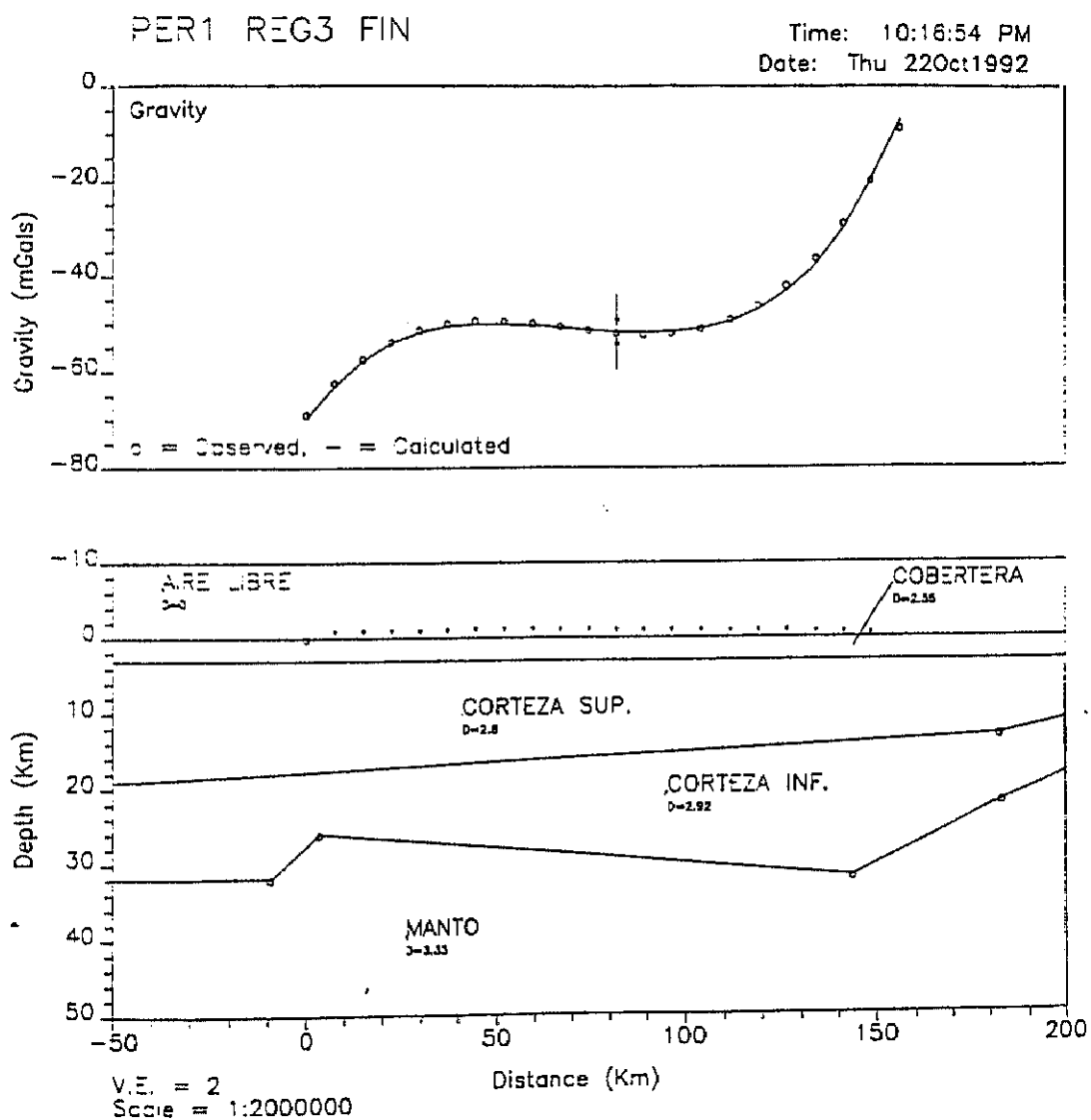


FIG. 71.- MODELO FIN

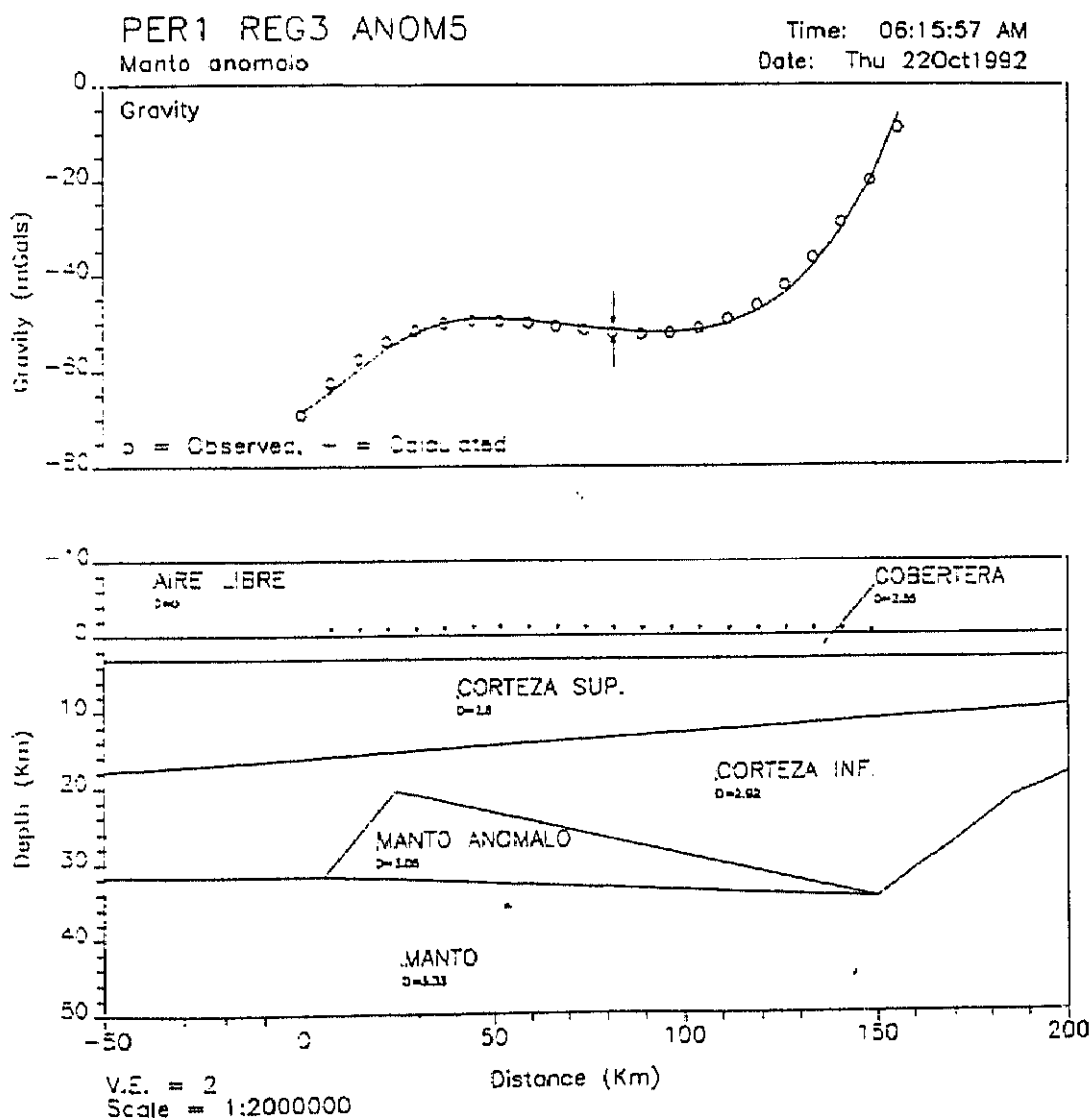


FIG. 72.- MODELO ANOM-5

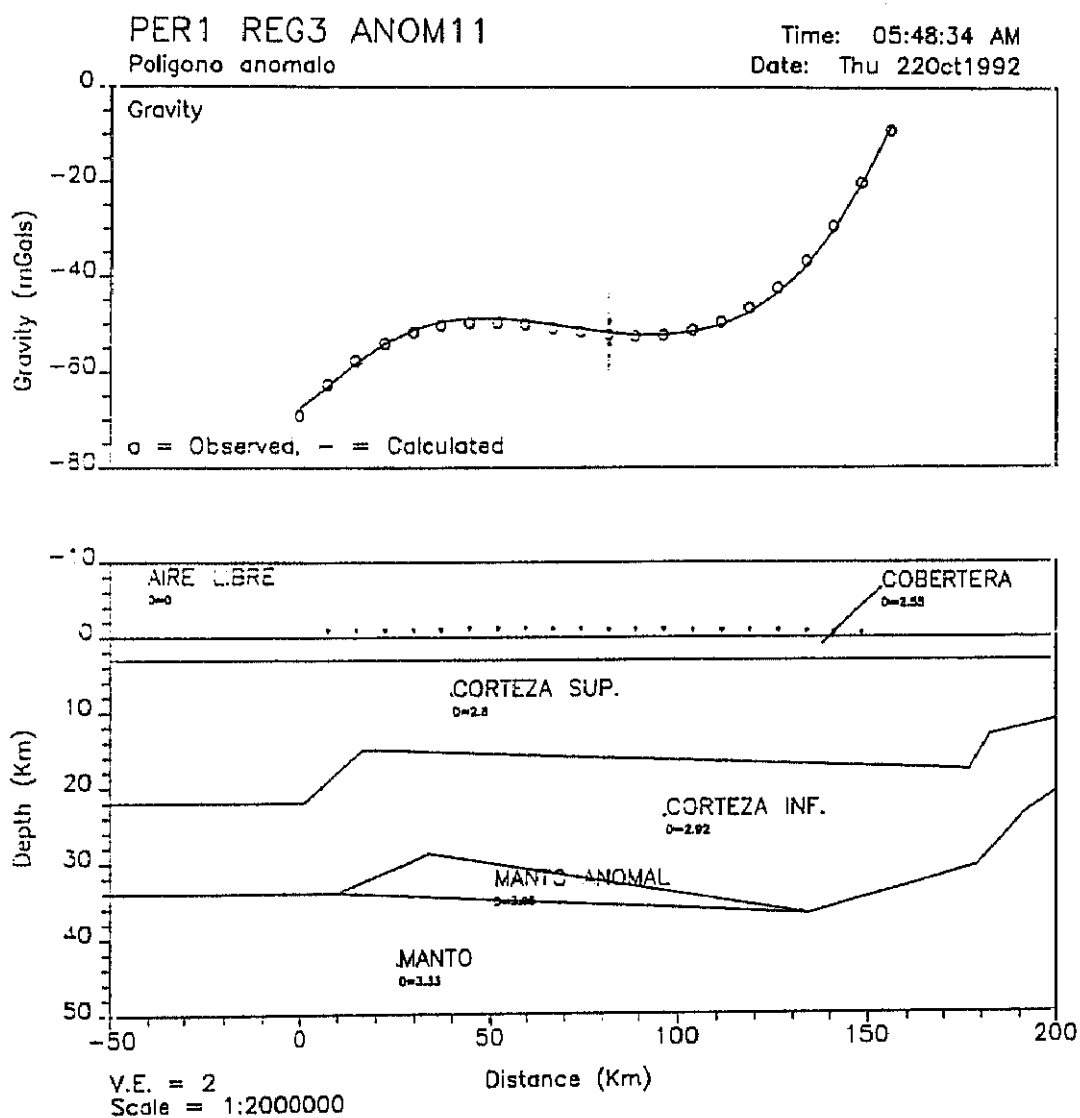


FIG. 73.- MODELO ANOM-11

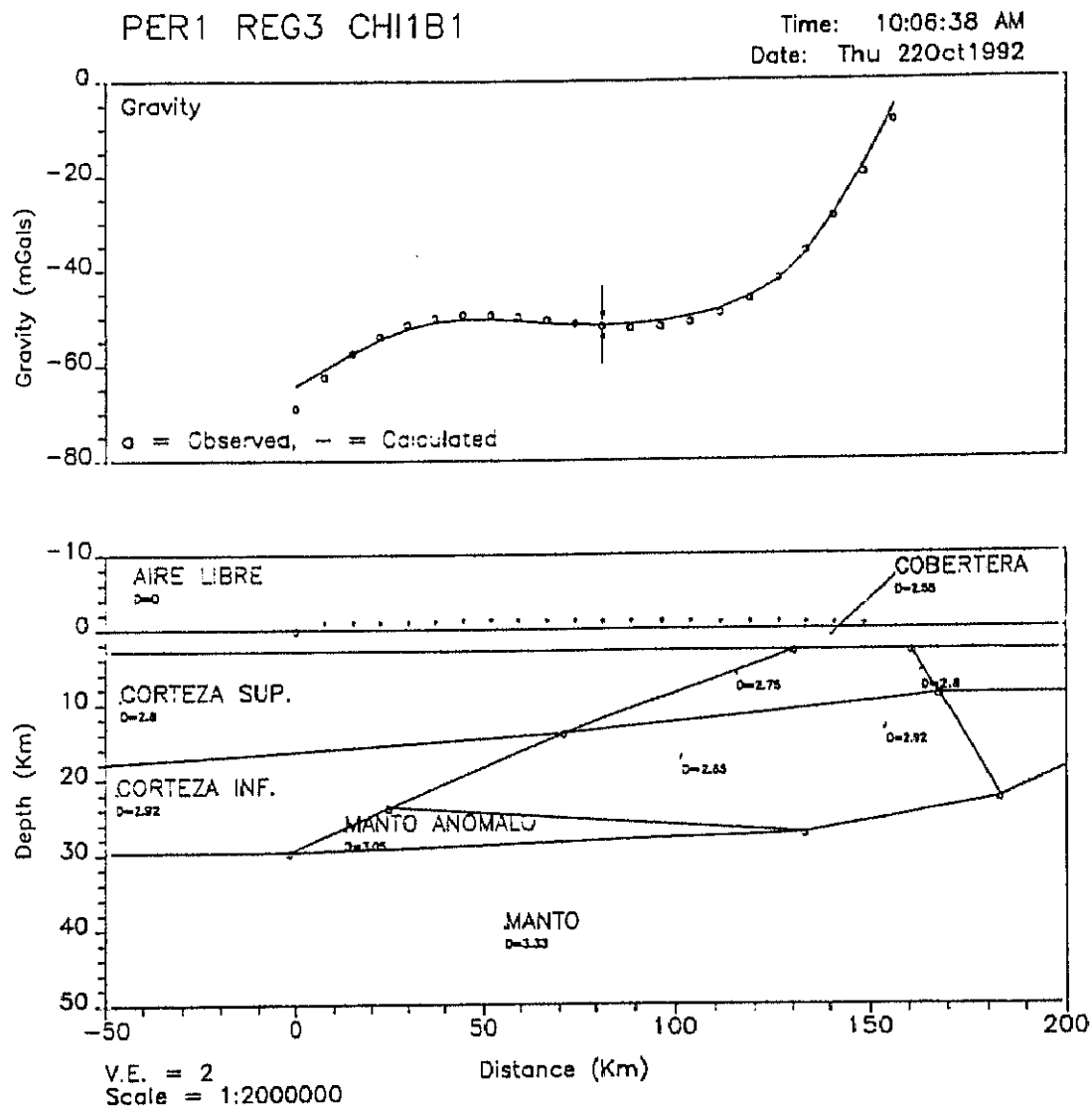


FIG. 74.- MODELO CHI1B-1

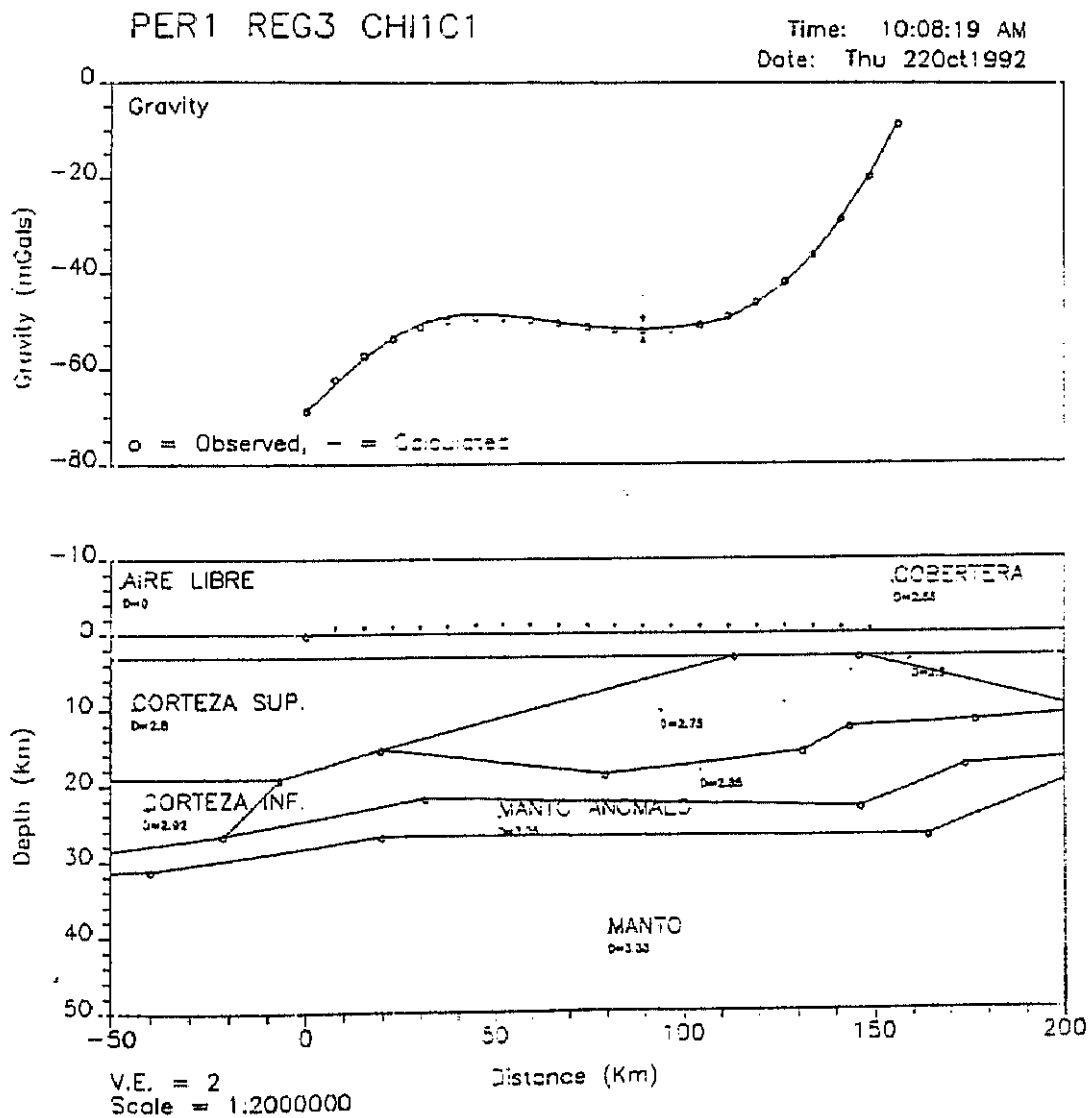


FIG. 75.- MODELO CHI1C-1

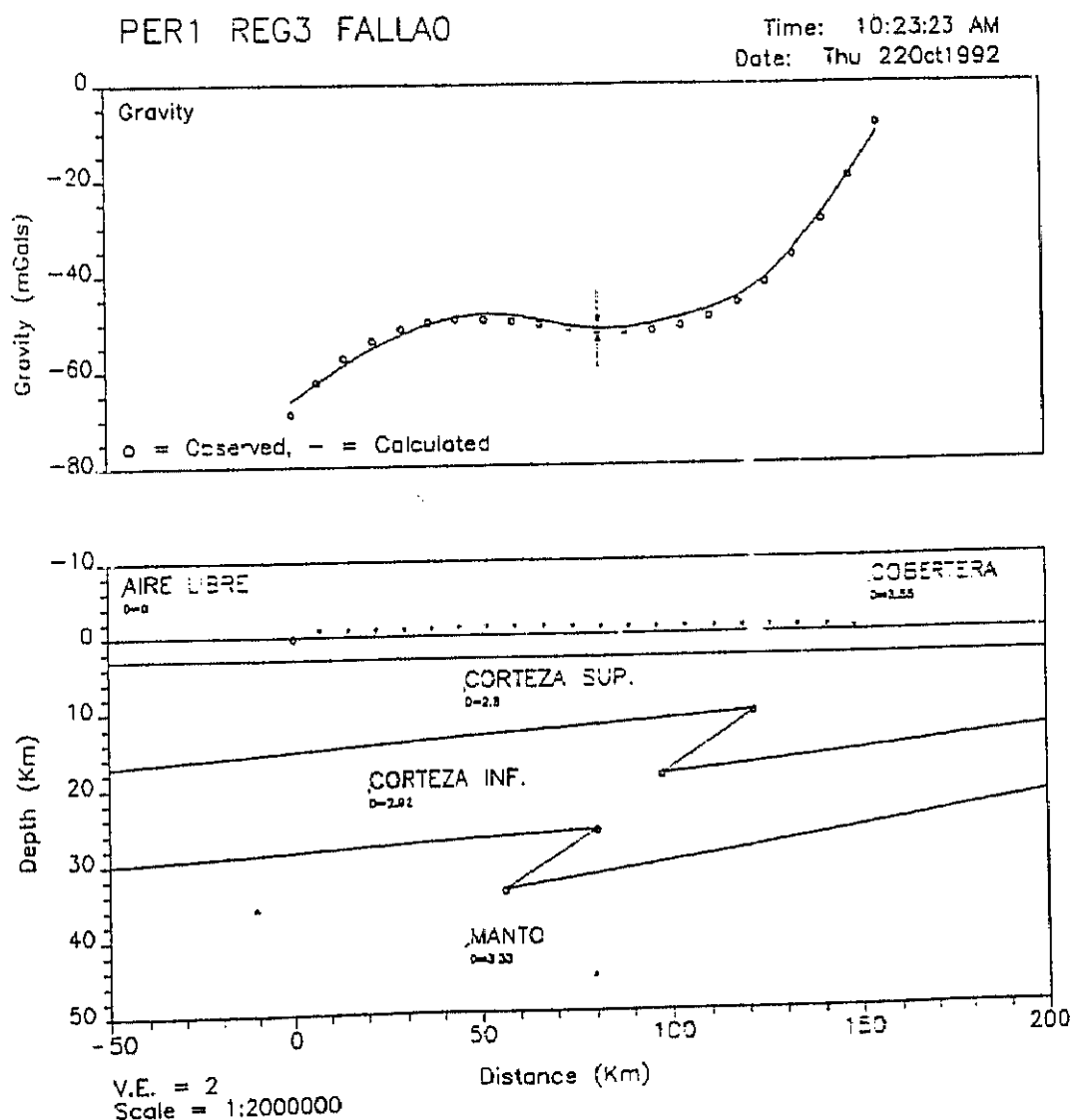


FIG. 76.- MODELO FALLA-0

PER1 REG3 CUEN2A1

Time: 10:19:28 AM
Date: Thu 22Oct1992

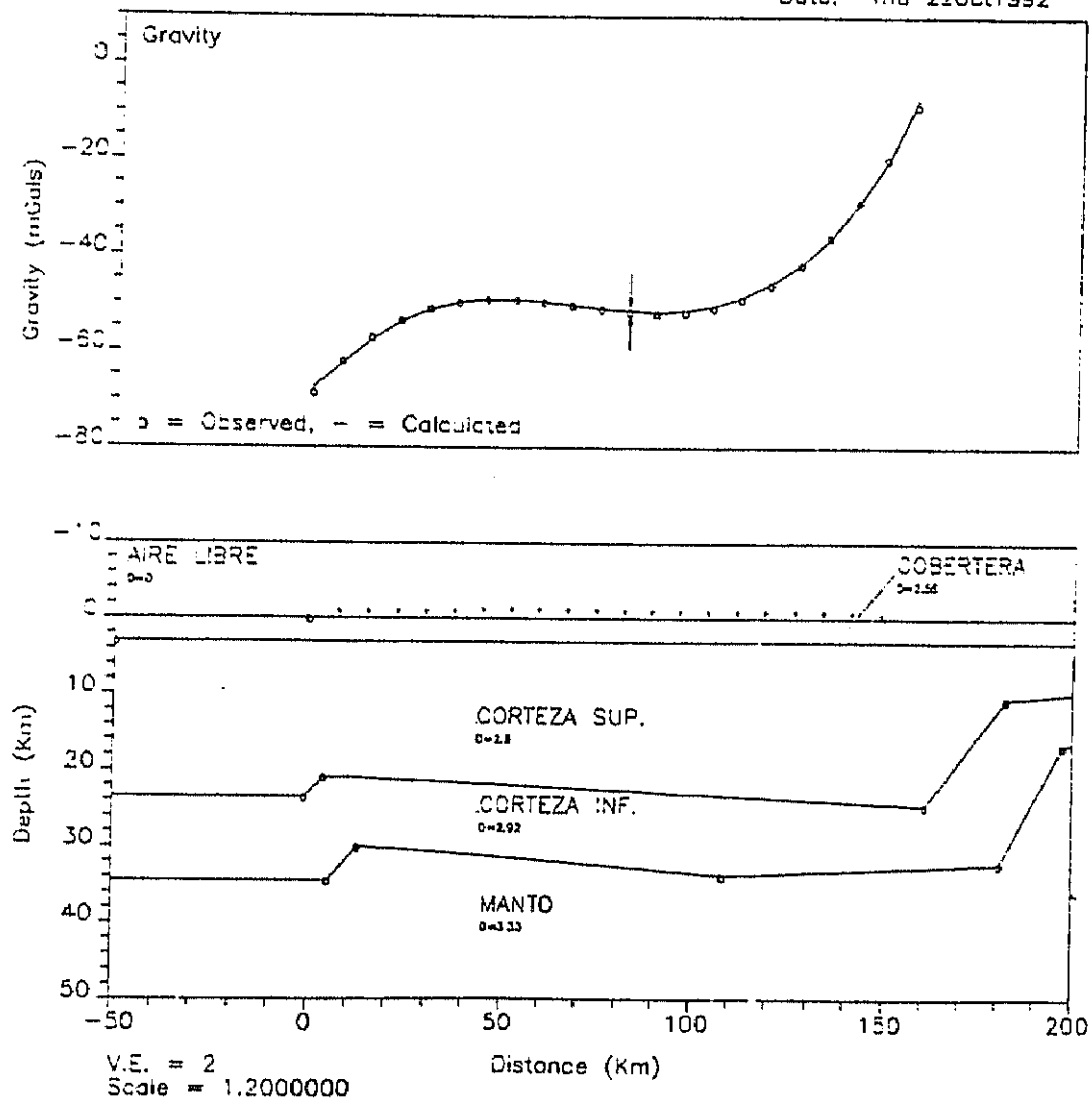


FIG. 77.- MODELO CUEN2A-1

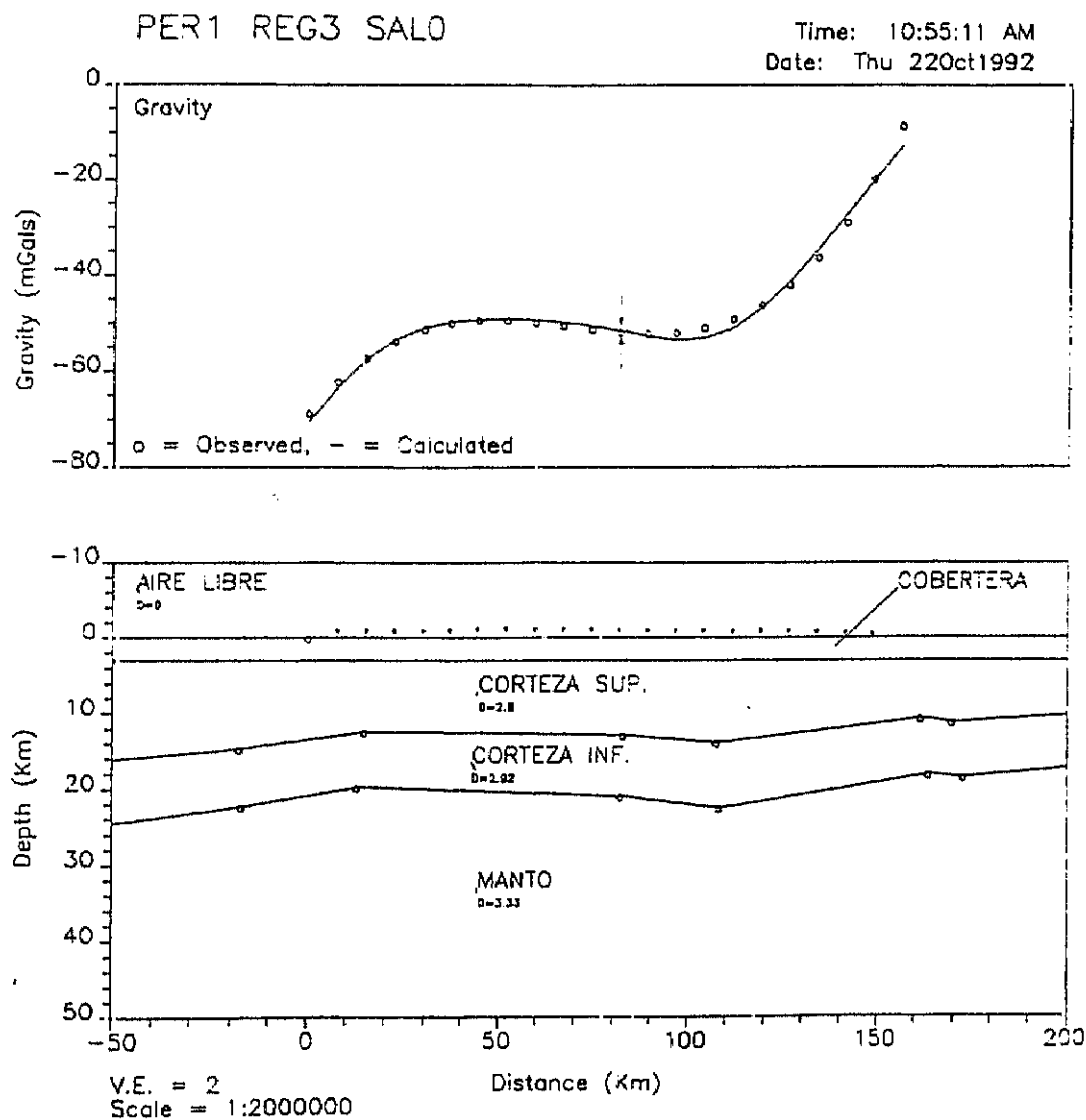


FIG. 78.- MODELO SAL-0

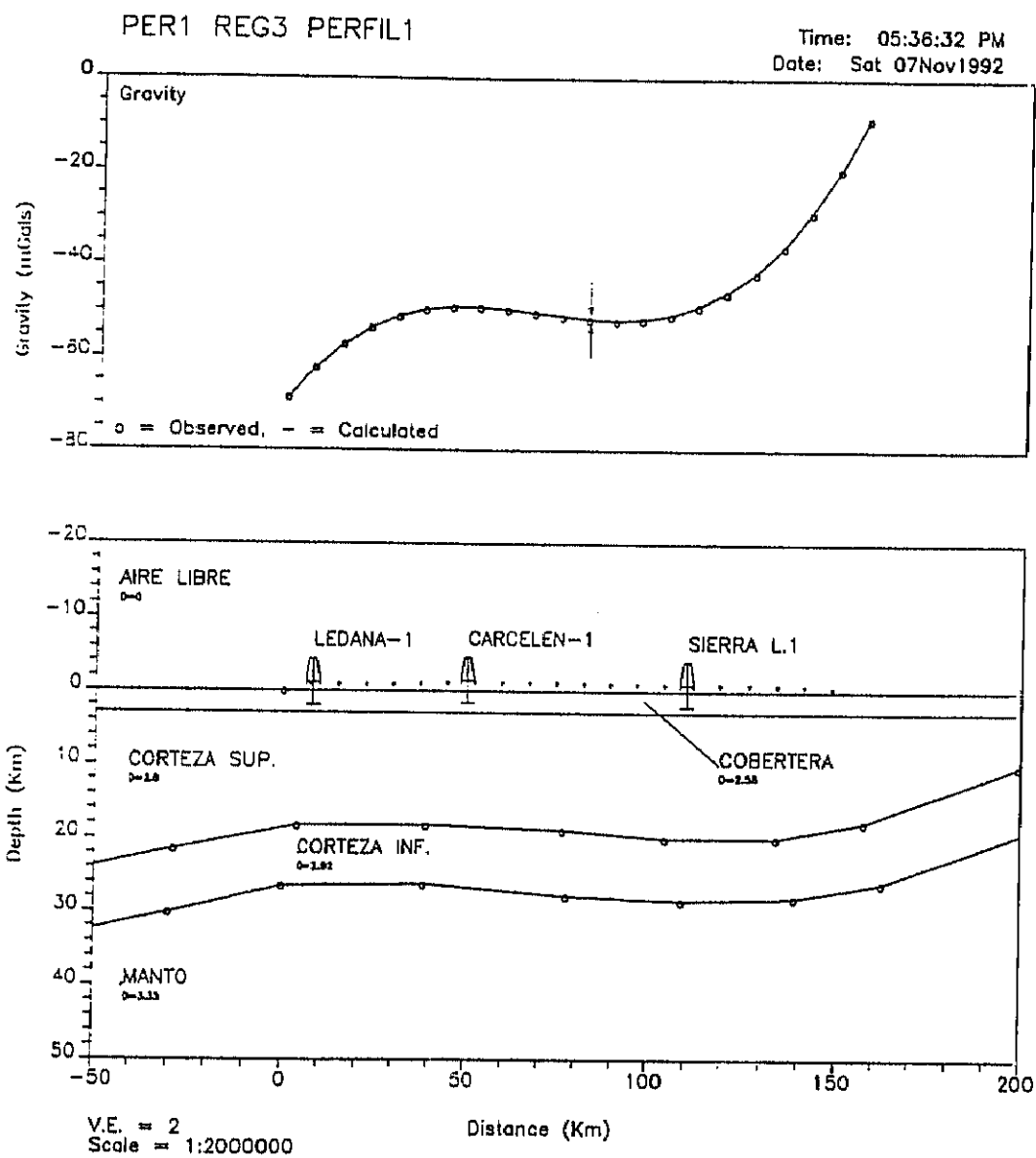


FIG. 79.- MODELO FINAL

IV. 4. 2) MODELO FINAL. PERFILES.

Si el modelo obtenido es el correcto, debe de cumplirse para toda la zona, no solo para un perfil de la misma. Hemos realizado pues cuatro perfiles cruzados, extendiendo los cuerpos a ambos lados todo lo posible para evitar los efectos de borde (como ya explicamos al principio de este apartado) y otros cuatro asociados a ellos. Los ocho perfiles presentan una coincidencia bastante buena en sus puntos de corte; en algunos lugares (como en el centro, en el que se cruzan cuatro perfiles) existen pequeñas variaciones que son achacables más al margen de imprecisión del método (no podemos aquilatar 100 o 200 m. arriba o abajo) que a deficiencias del modelo, el cual presenta un buen ajuste con precisiones de 500 m, lo que representa, sobre una profundidad media de 25 Km, un nivel de precisión del 98%.

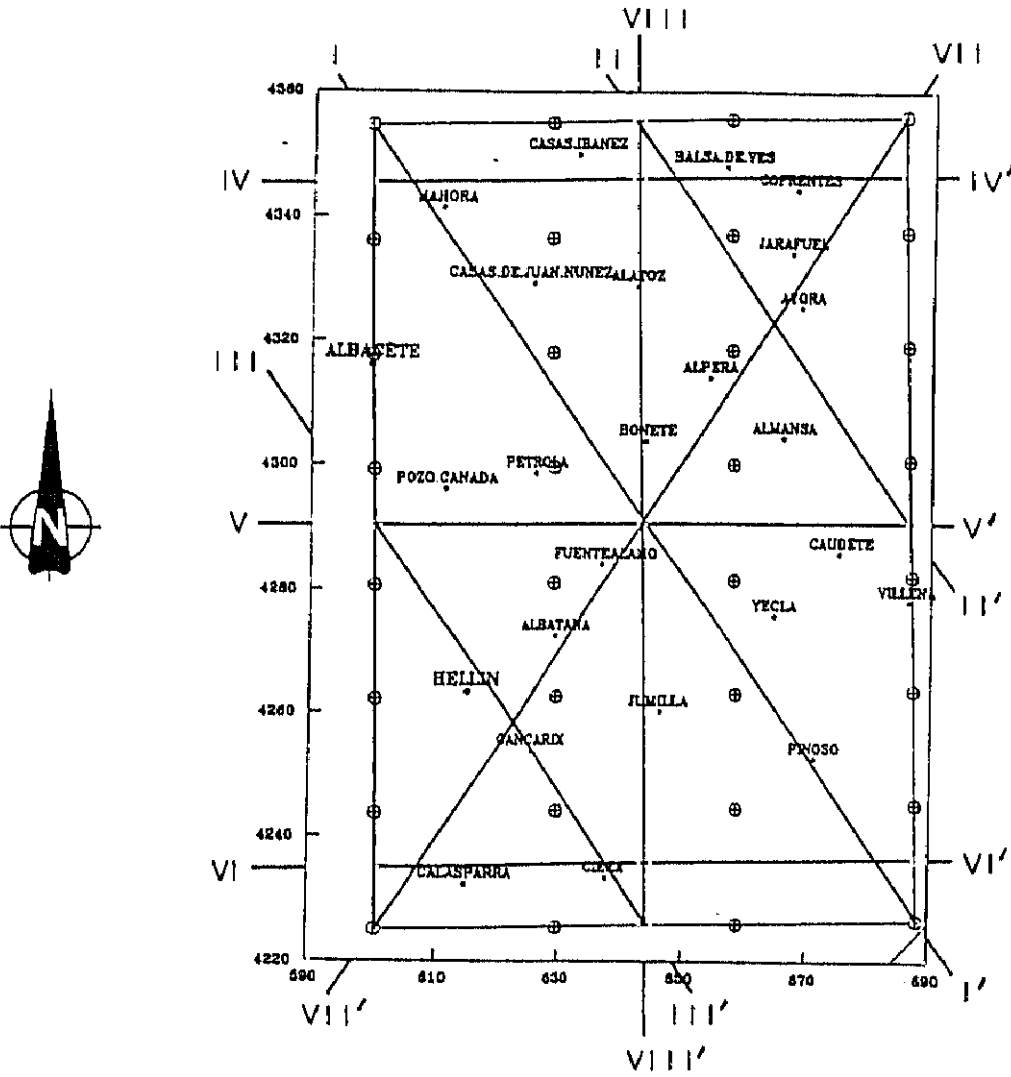


FIG. nº 57. Esquema de la zona estudiada con indicación de los perfiles que se han realizado para la modelización.

IV. 4. 2. 1) ANÁLISIS DEL PERFIL N° 1. NO-SE

Este perfil se ha realizado en base al modelo obtenido anteriormente y relacionándolo con los restantes perfiles, a fin de obtener unos resultados homogéneos en toda la zona. En su análisis, válido también en sus aspectos generales para los otros siete, se destacan varios elementos (Véase fig. 80, pag. 192)

1.- La mayor parte de la anomalía está generada por las variaciones en el Moho. En efecto: el modelo de tendencia regional (**Modelos PRIN1 o PRIN0**) presentaba un error de ajuste de 27.7%. Un **PERFIL1** en el que solo se haya incluido la variación final de Conrad y suprimido la de Moho presenta un error de 21.7%, y, sin embargo, un **PERFIL1** en el que se considere la variación del Moho y no la de Conrad, genera una anomalía que ajusta con la observada con un error del 6%.

2.- Si observamos la forma de la discontinuidad de Mohorovicic vemos que su geometría es similar a la que habíamos obtenido mediante nuestra aproximación matemática (Véase apartado IV.3.) y que anteriormente hemos rechazado. La diferencia fundamental estriba en la profundidad a la que se encuentra (alrededor de 36 Km. en la obtenida mediante las fórmulas y alrededor de 26 Km en la obtenida por modelización) y en una mayor incidencia vertical en todas sus variaciones.

Un factor que no tiene en cuenta la aplicación de las citadas fórmulas es el efecto de las estructuras existentes alrededor. Obsérvese que, a pesar de existir una diferencia de 60 miligales entre el comienzo y el final del perfil, no existe un incremento correspondiente en la topografía del Moho (6 Km según los cálculos, 1 o 2 Km según el modelo), pues gran parte de la tendencia de la anomalía regional al SE del perfil, es decir, hacia la costa, no está generada por ascensos bruscos del manto (o adelgazamientos bruscos de la corteza), sino por el efecto del exceso de masa existente hacia la Cuenca de Valencia y bajo el Mediterráneo por la aproximación del Moho a la superficie. Los cálculos teóricos anteriormente desarrollados establecen una relación directa entre anomalía y profundidad, sin considerar el entorno en el que está generada dicha anomalía.

3.- Las variaciones del Moho son muy suaves: El perfil comienza con la discontinuidad a 25 Km de profundidad; a los 25 Km sube a 24.5 Km, presentando un máximo relativo; desciende a 26 Km en el centro del perfil, a 76 Km del origen, y prosigue su descenso hasta el mínimo de la zona, 26.5 Km a los 132 Km del origen, punto a partir del cual comienza un ascenso ininterrumpido hacia el Mediterráneo, estando a 24.5 Km al final del perfil.

Estos valores coinciden con los apuntados por BANDA (1992) y DAÑOBEITIA et al. (1992), incluso en la prolongación Bético-Balear que era la zona más discutible por presentar unas profundidades menores de las que hasta ahora se habían considerado y se siguen proponiendo por los investigadores que prolongan sus datos desde las Béticas (van der BEEK y CLOETHING, 1992). No obstante, admitimos como posible una corrección hacia mayores profundidades (siempre variando el contraste de densidades que consideremos) y no podemos descartar que el aporte de nuevos datos sísmicos en el futuro permita modificar nuestro modelo en ese sentido.

4.- La corteza inferior presenta un espesor que oscila entre los 5.000 m del inicio del perfil y los 6.500 m existentes al final, bajo el Subbético. Esta potencia es menor de la que actualmente se tiende a considerar y que en principio considerábamos probable, del orden de los 10.000 m (TORNE et al. 1992; DAÑOBEITIA et al. 1992); no obstante concuerda con el modelo propuesto por BANDA et al. (1982 b) para el eje Bético-Balear y con el propuesto por TORNE y BANDA (1988) para la costa de la cuenca del Ebro.

Hemos de admitir sin embargo que dada la relativa poca influencia que Conrad presenta para generar la anomalía observada, si variamos la densidad propuesta de 2.92 g/cm^3 para la Corteza Inferior, podríamos variar también con relativa facilidad, la potencia de la misma; la cuestión es que no existen, hoy por hoy, datos sísmicos (y menos aún geológicos) que nos permitan suponer una variación importante de este valor. Si la variación se efectúa en la Corteza Superior, y en este caso sí contamos con antecedentes varios (véase apartado IV. 2), el resultado no es muy importante: en efecto, si consideramos una densidad de 2.72 (WOOLLARD, 1969, a; CARBÓ, 1982) o 2.75 (TORNE y BANDA, 1988), el modelo ajustado presenta una corteza inferior de 8.000 m de potencia, pero sólo bajo el Subbético, manteniendo los 5.000 m para el resto del perfil, de lo que deducimos que la variación de densidad afecta más aquella zona en la cual ya existe una variación de masa, y en conjunto, de densidad, manteniéndose unos valores bastante constantes en las zonas donde no hay fuerte contraste de masa.

Quizás, el elemento que permita ajustar al alza estas potencias sea considerar una zona de transición importante, de densidad relativamente baja, que haga que el contraste con la parte más densa de la Corteza Inferior sea detectado por la gravimetría a más profundidad de la esperada.

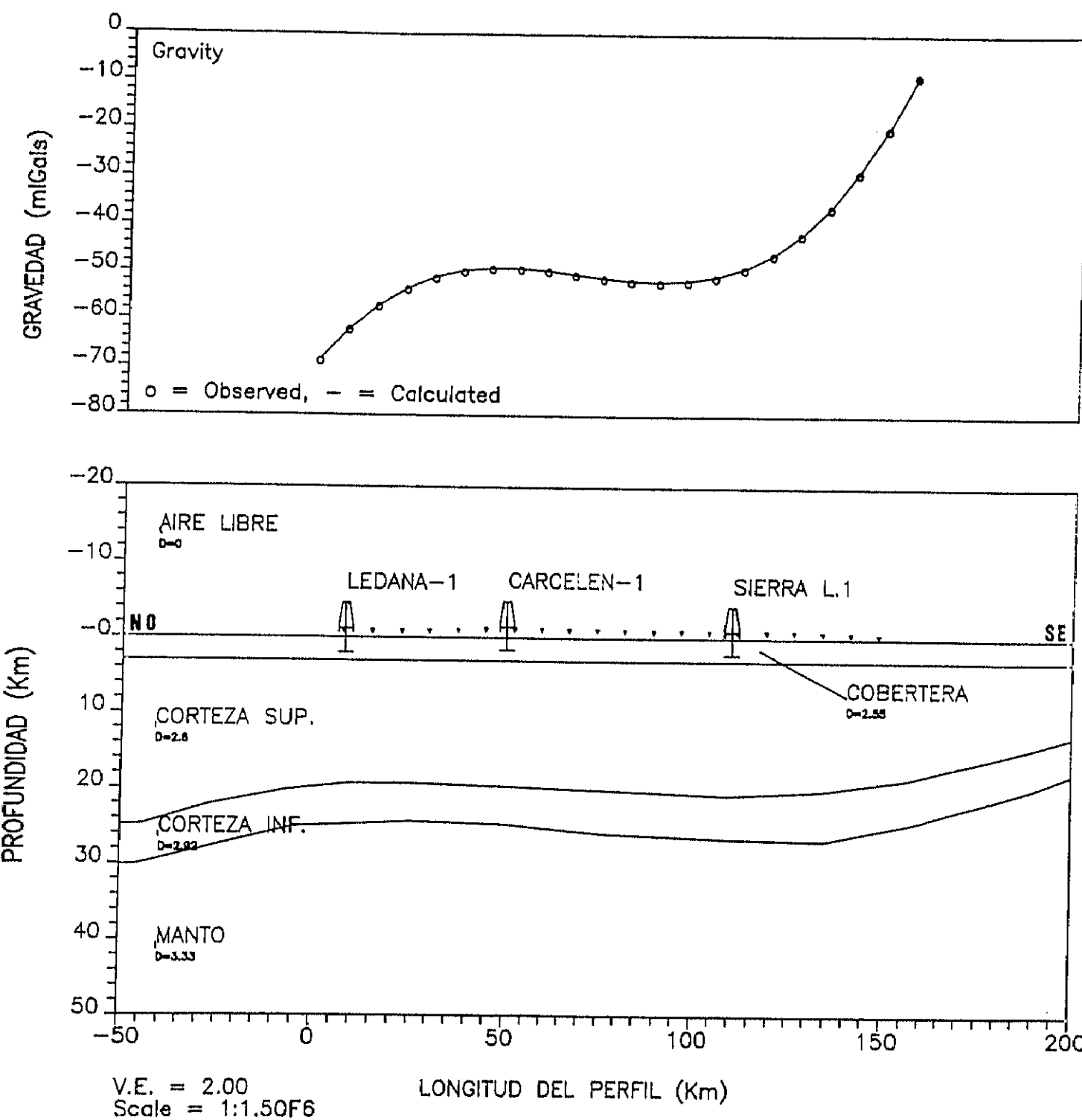


FIG. 80. PERFIL N° 1. NO-SE

IV. 4. 2. 2) ANÁLISIS DEL PERFIL N° 2. NO-SE

Este perfil está realizado sobre lo que supuestamente es la parte de más clara influencia Ibérica, prolongándose hacia el S sobre las zonas externas de las Béticas. Sin embargo, la característica general del mismo es el adelgazamiento relativo de la corteza en el centro de la zona, en la parte Ibérica.

La corteza presenta (al N del perfil, fuera de la zona) un engrosamiento hacia la Ibérica que en el Perfil 1 no se detecta, y otro hacia el SE, inmediatamente al final de nuestra zona, que es fácilmente asimilable con el engrosamiento cortical del Prebético.

En nuestra zona estrictamente, el perfil comienza al NO con el Moho a 25 Km, descendiendo hasta los 26 al SE. La potencia de la Corteza inferior se mantiene entre los 6 y 7 Km.

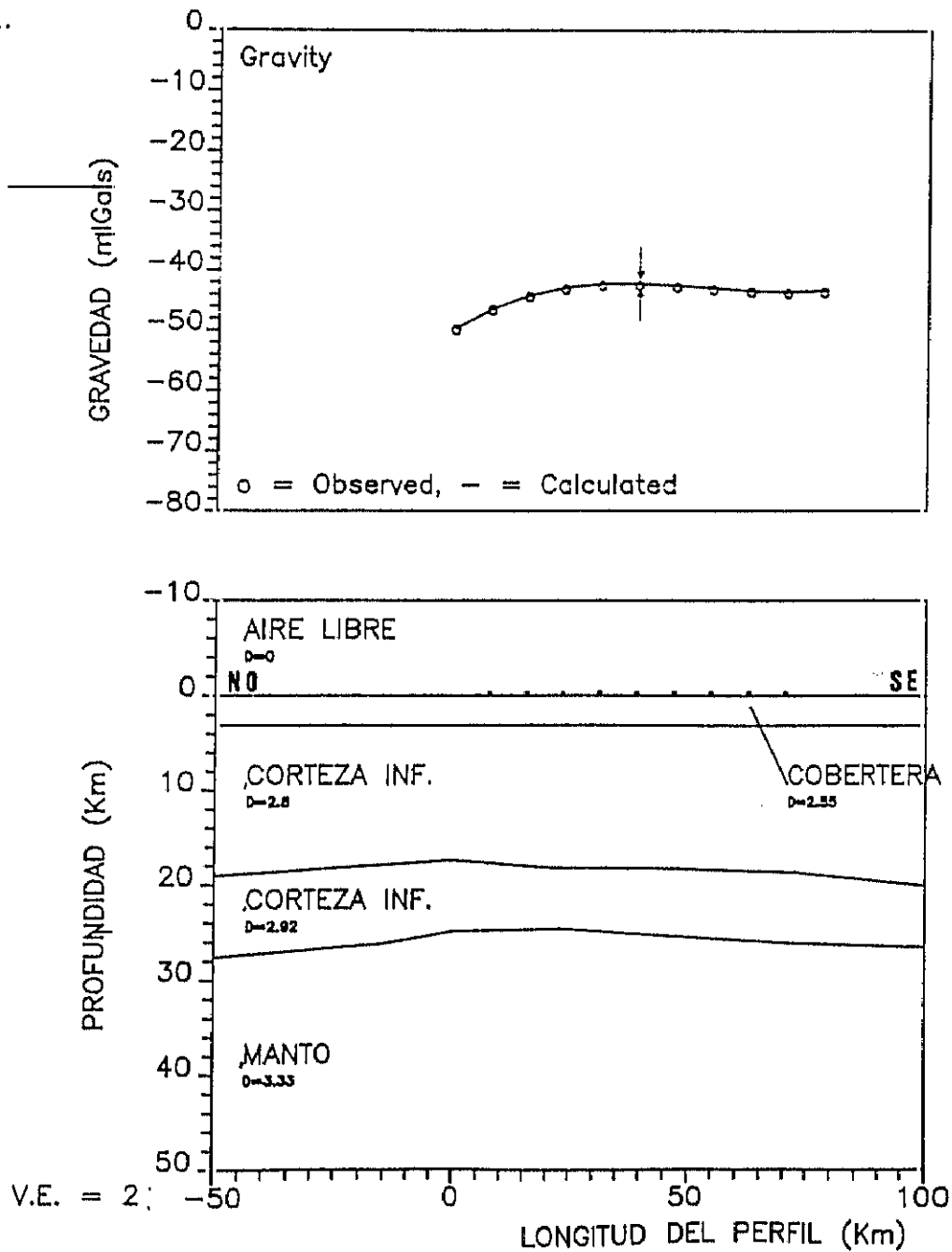


FIG. 81. PERFIL N° 2. NO-SE

IV. 4. 2. 3) ANÁLISIS DEL PERFIL N° 3. NO-SE

Este perfil se sitúa, complementando al n° 2, sobre la parte de influencia Bética y registra, lo mismo que el Perfil n° 1 el adelgazamiento de la corteza hacia la costa, con un punto de inflexión muy claro al final de nuestra zona, que aproximadamente vendría a corresponder en superficie (sin que con ello intentemos establecer ninguna relación) con el límite del Prebético.

Al comienzo del perfil el Moho se encuentra a 26 Km y desciende hasta 27.5 al SE. La Corteza Inferior varía entre los 5 Km al comienzo del perfil y los 6.5 en el centro.

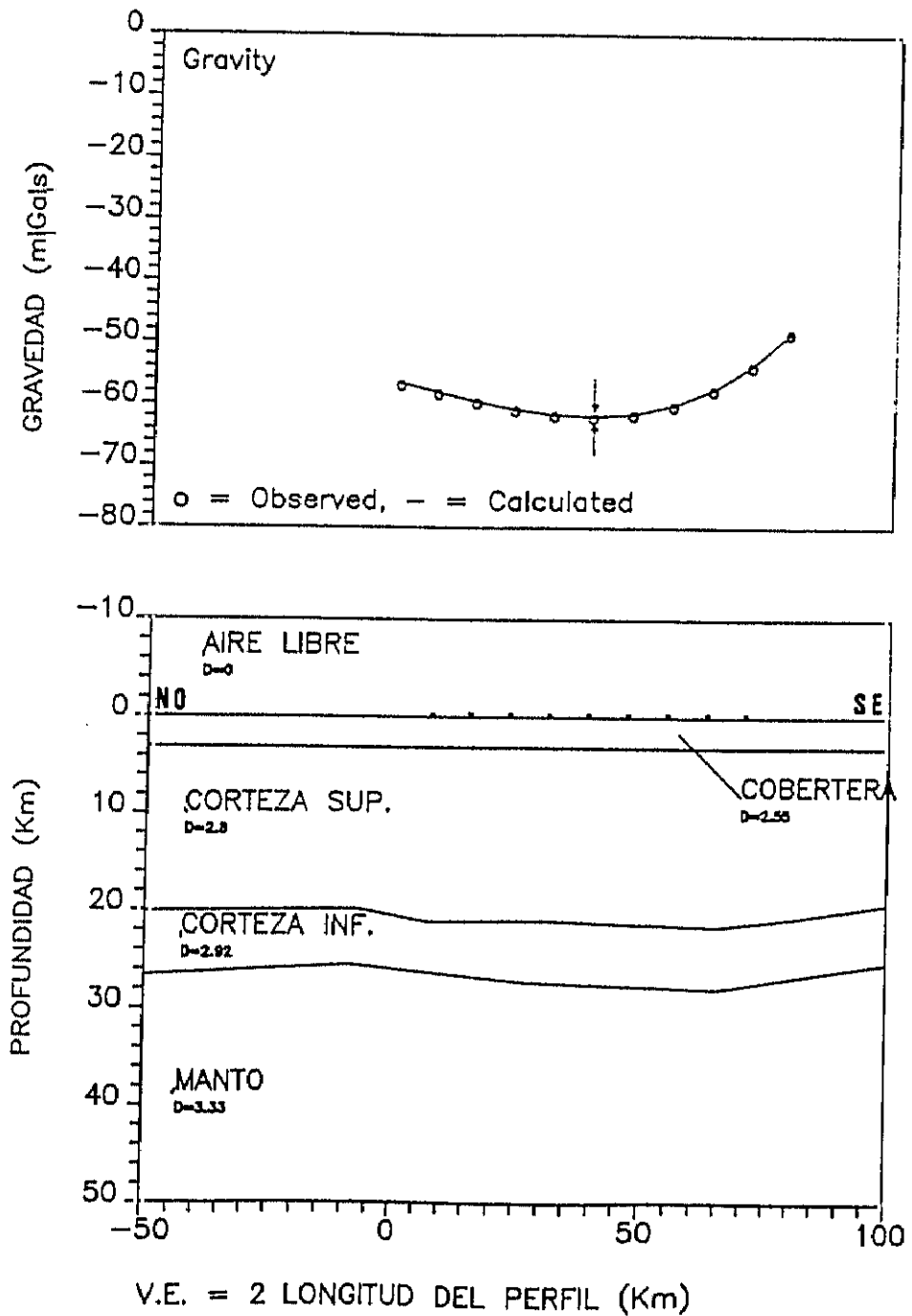


FIG. 82. PERFIL N° 3. NO-SE.

IV. 4. 2. 4) ANÁLISIS DEL PERFIL N° 4. O-E

Este perfil corta nuestra zona por el N, sobre la parte de influencia Ibérica. Lo mismo que el n° 2, no detecta ningún engrosamiento, sino, al contrario, un ligero adelgazamiento de la corteza hacia el E, que en este caso parece claramente asociado a la proximidad de la costa de Valencia, pasando de los 25 a los 24 Km de profundidad. La corteza inferior presenta una potencia de 7 Km en el centro y 6 en los extremos.

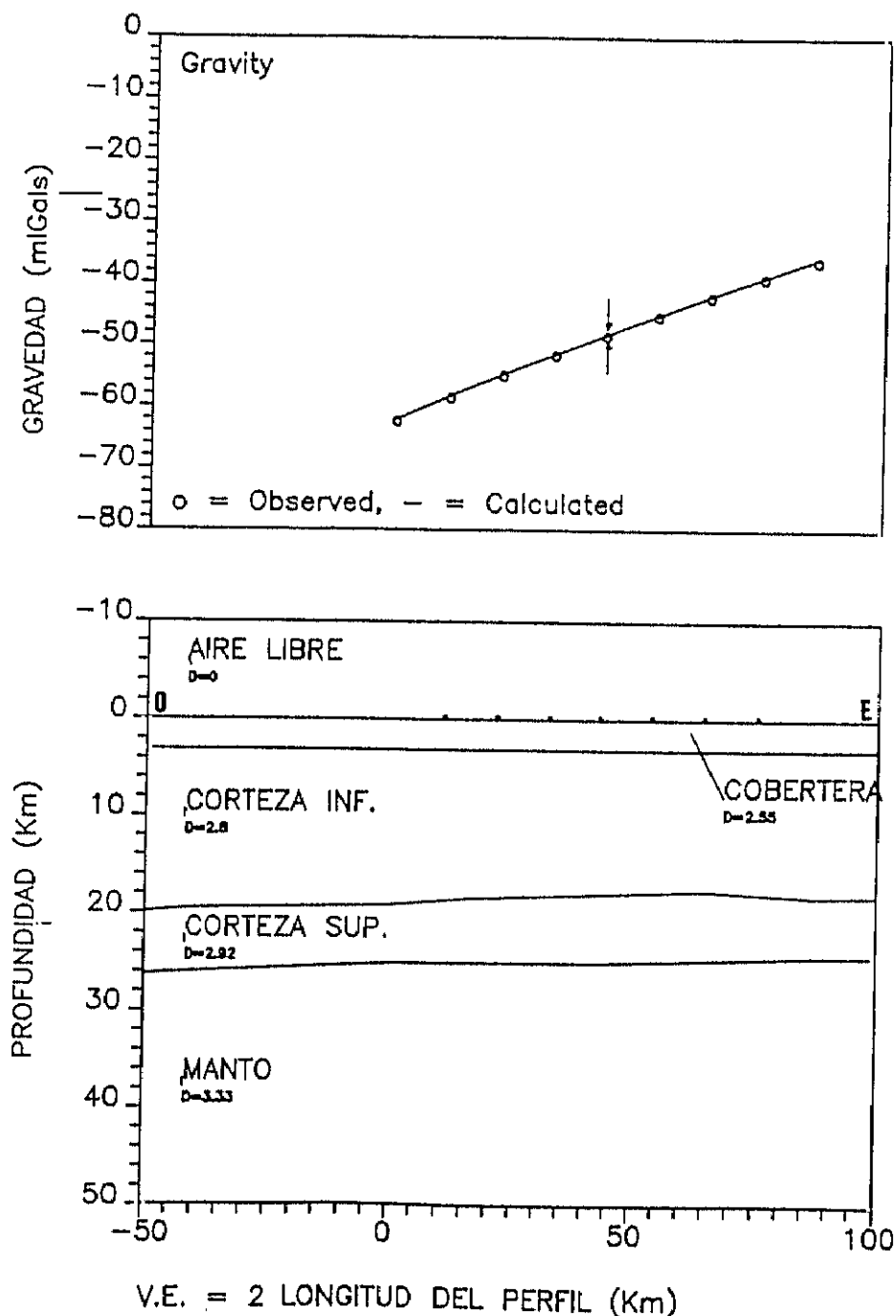


FIG. 83. PERFIL N° 4. O-E.

IV. 4. 2. 5) ANÁLISIS DEL PERFIL Nº 5. O-E

Situado en el centro de nuestra zona, es un perfil muy homogéneo y que no presenta variaciones importantes. La corteza inferior presenta un espesor de 6 Km. y el Moho oscila alrededor de los 26 Km. de profundidad.

Es el que, de los tres paralelos O-E (el 4, el 5 y el 6) más alejado está de la costa, por coincidir en línea con el cabo de S. Antonio, y quizás por ello no detecta el adelgazamiento, a pesar de haber sido incluido en la prolongación del mismo. Tampoco detecta ningún engrosamiento bajo el Subbético (al E) a pesar de coincidir con la prolongación del eje Bético-Balear (cuyo engrosamiento ya se ha considerado en la prolongación regional), quizás compensado por el adelgazamiento hacia la costa.

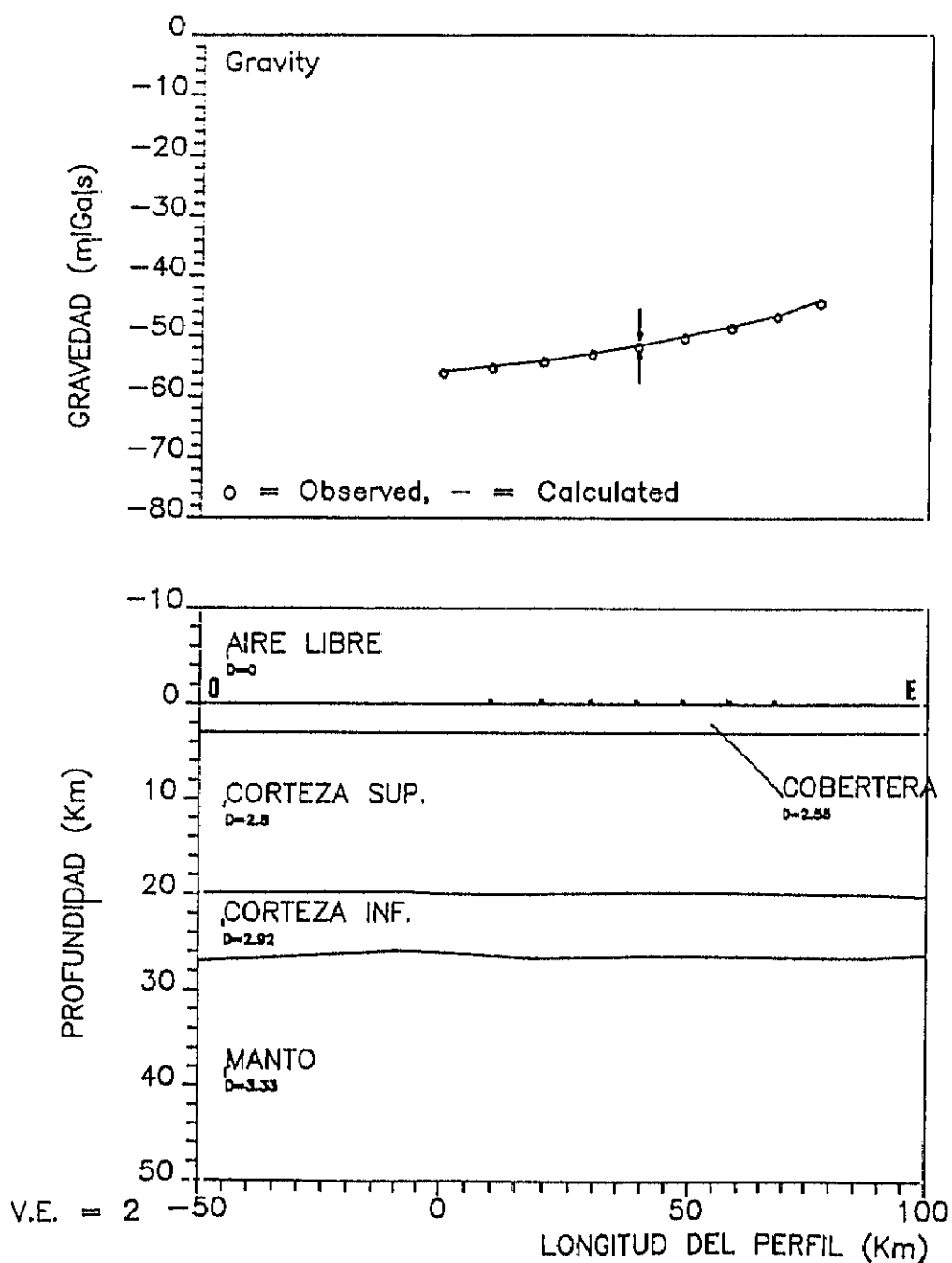


FIG. 84. PERFIL Nº 5. O-E

IV. 4. 2. 6) ANÁLISIS DEL PERFIL N° 6. O-E

Es el más meridional de los perfiles, y teniendo otra vez cercana la costa, vuelve a reflejar el adelgazamiento cortical hacia el E.

El Moho varía de 27 Km al inicio a 25 Km al final, y la corteza inferior. oscila desde un mínimo de 6.5 a un máximo de 7 Km.

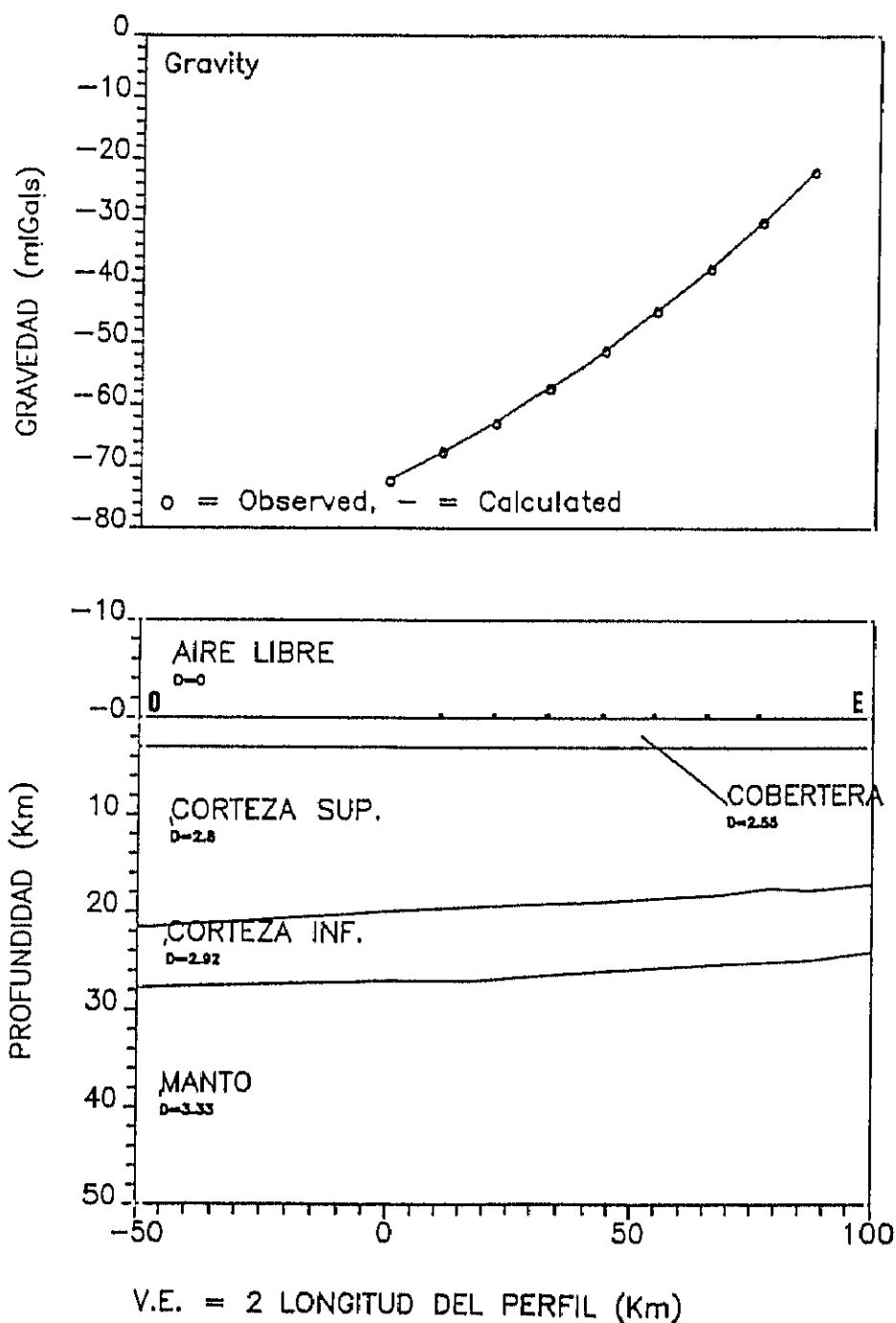


FIG. 85. PERFIL N° 6. O-E

IV. 4. 2. 7) ANÁLISIS DEL PERFIL N° 7. NE-SO

Este perfil está realizado en dirección NE-SO y por primera vez aparece una tendencia de engrosamiento de la corteza hacia el S, debido a que nos metemos en las Béticas, concretamente en el complejo Nevado-Filábride. Corticalmente, la zona de influencia Ibérica no tiene ninguna representatividad, incluso la tendencia regional parece alcanzar su mínimo espesor bajo ella, al N de nuestra zona.

Bajo el perfil, la Corteza Inf. presenta una potencia que varía entre los 6.000 m del NE hasta los 7.000 m del SO, y el Moho se hunde desde los 25 Km del inicio hasta los 27.5 Km del final.

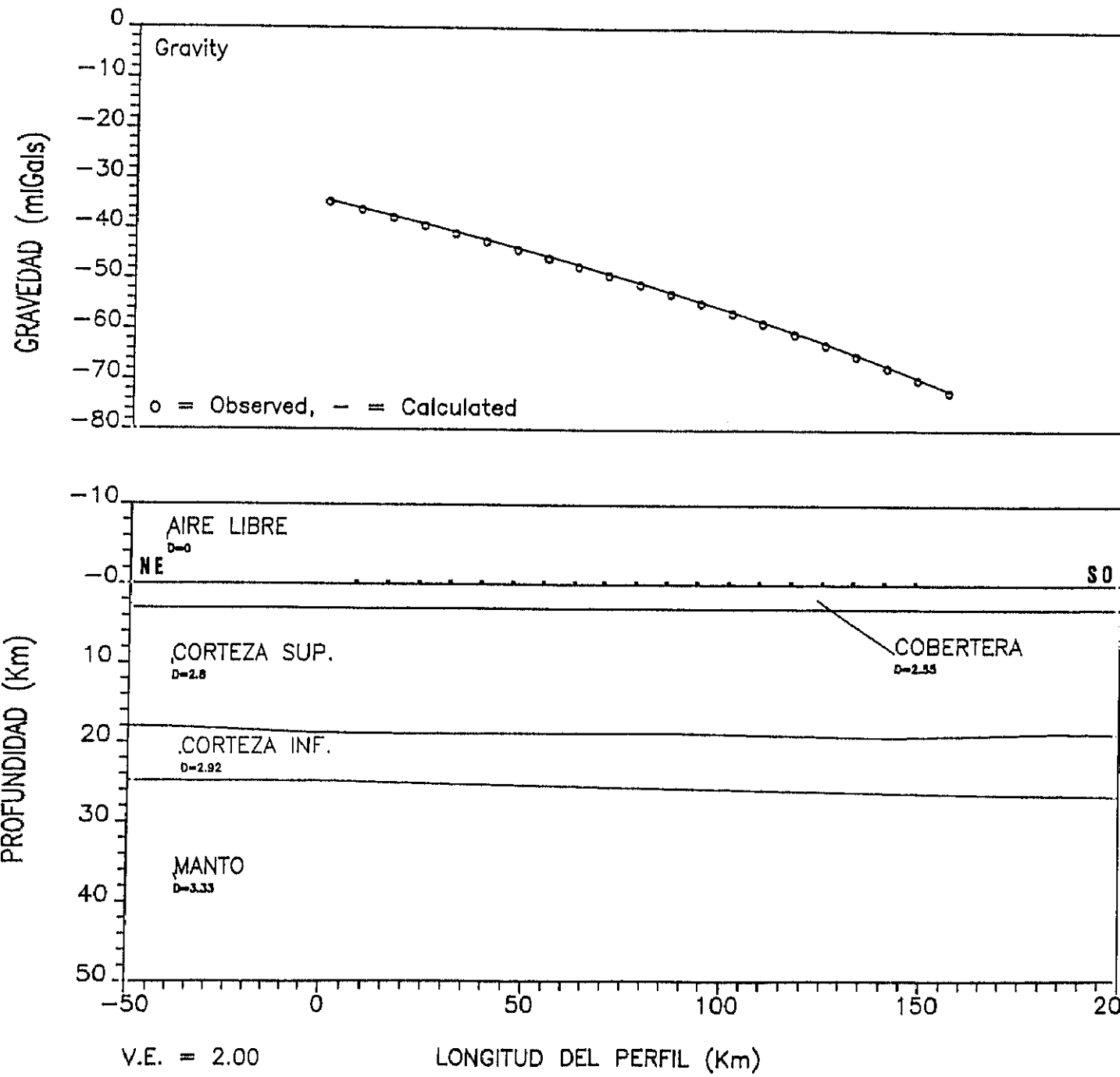


FIG. 86. PERFIL N° 7. NE-SO.

IV. 4. 2. 8) ANÁLISIS DEL PERFIL N° 8. N-S

El mayor interés de este perfil N-S estriba en que, en nuestra modelización, para generar la anomalía gravimétrica observada en nuestra zona, no existe un aumento de potencia que se puede asociar al sistema Ibérico; es más, en la zona septentrional lo que se detecta es un adelgazamiento relativo de la corteza de 3 y 4 Km. Bien es cierto que, para un buen ajuste, es necesario considerar más claramente que en el Perfil n° 3 un engrosamiento cortical asociado a la Ibérica, pero siempre fuera de nuestra zona. Este mayor engrosamiento en este perfil puede ser debido a que su dirección es más normal a las estructuras ibéricas, prolongándose hacia Teruel y Albarracín.

La tendencia general es un ligero engrosamiento de la corteza hacia el S. El perfil comienza con el Moho a 25 Km y termina con el mismo a 27.5 Km. Al S, fuera de la zona, el Moho reduce su profundidad, en concordancia con la proximidad de la costa, pero esto es debido más a las prolongaciones supuestas del perfil que a los datos de anomalía obtenidos. Es decir, que en base a los valores gravimétricos de que disponemos, la tendencia es un claro engrosamiento bajo el Subbético.

La Corteza inferior presenta un aumento de potencia en la parte norte coincidiendo con el adelgazamiento cortical y oscila entre los casi 8.000 m del inicio y los 6000 m del centro de la zona

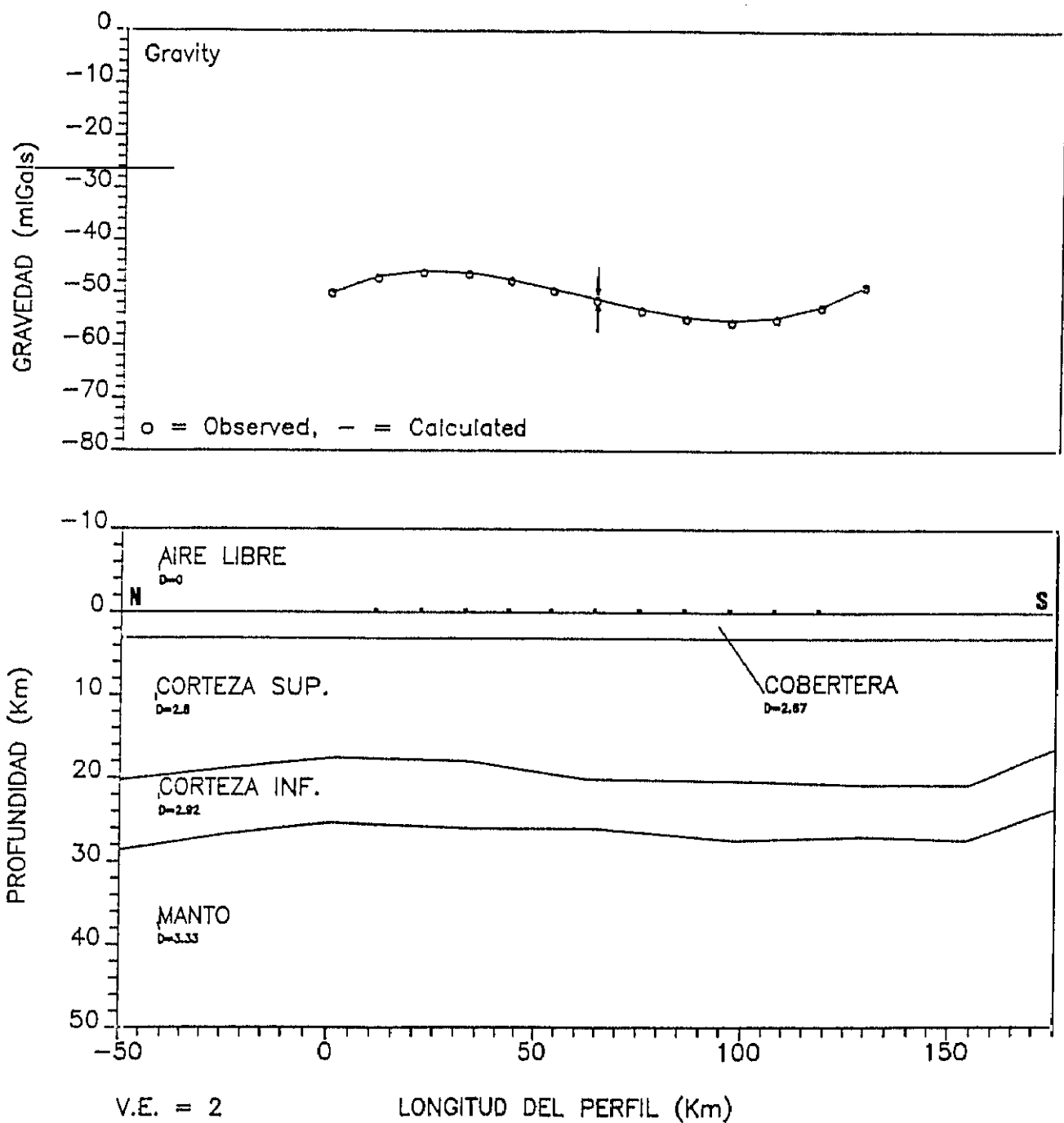


FIG. 87. PERFIL N° 8. N-S

El resultado de unificar los datos de **nuestros** perfiles nos permite una primera aproximación a la cartografía de la topografía de la Discontinuidad de Mohorovicic en nuestra zona; como ya hemos analizado **anteriormente**, admitimos la posibilidad de una corrección de los valores hacia profundidades **ligeramente** superiores.

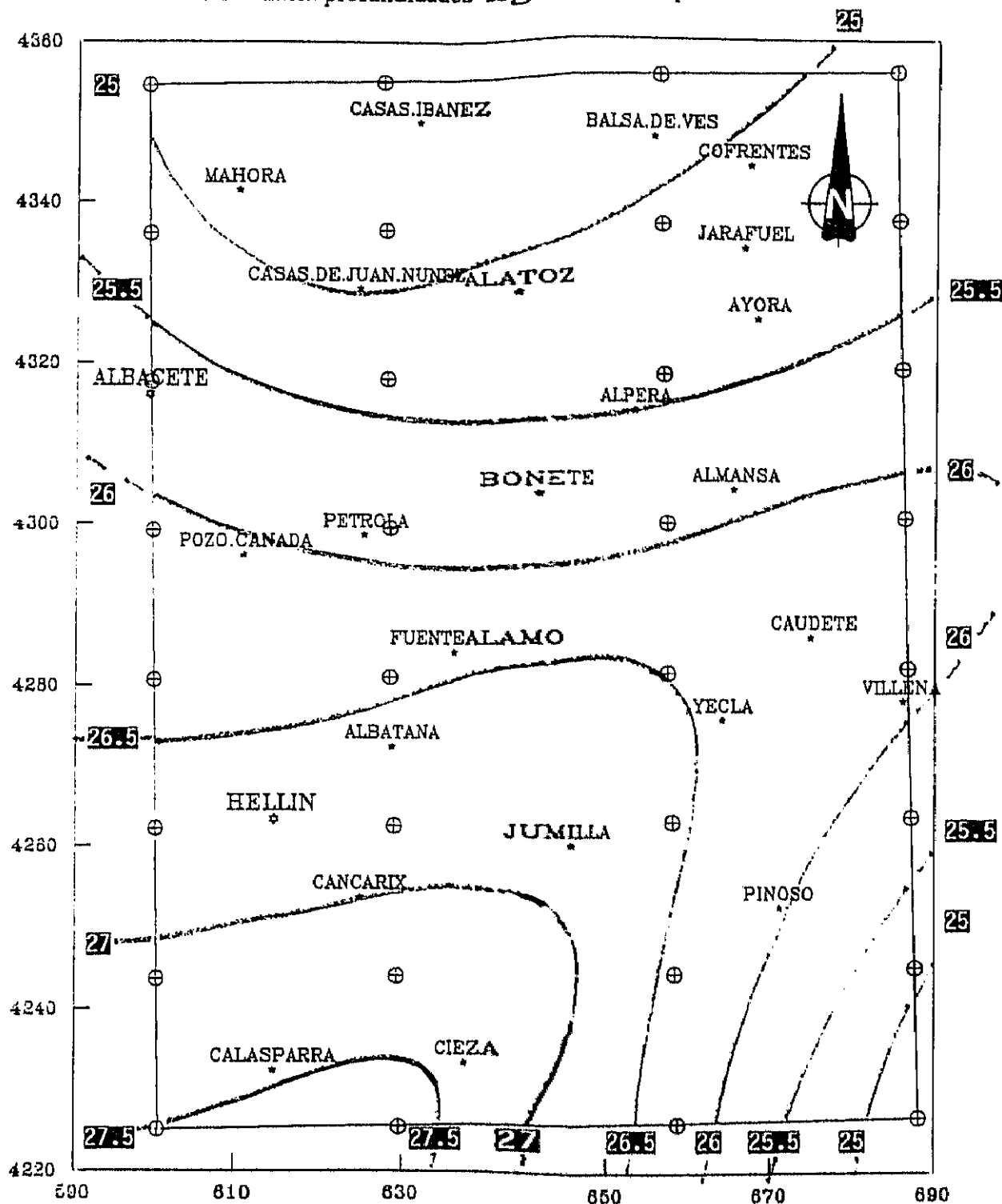


FIG. 88. Esquema cartográfico de la topografía del Moho en la zona según nuestra modelización. Separación de isólinas 500 m. Escala aproximada 1:750,000

IV. 3) ANÁLISIS CUALITATIVO DEL MAPA DE ANOMALÍAS RESIDUALES.

El Mapa de Anomalías Residuales nos permite realizar una aproximación a la geología superficial, en tanto que es un reflejo de las estructuras de la cobertera y el basamento. Si bien no es el objetivo de esta Tesis (la cual es una investigación de tipo cortical), dada la abundancia de datos que produce, así como la importancia de las conclusiones que de ellos pueden extraerse, creemos conveniente hacer un somero comentario referido al análisis cualitativo que del mismo puede hacerse. El continuar con su interpretación detallada constituye la prolongación de la investigación de la zona, iniciada con esta Tesis.

Al retirar los valores regionales del mapa de Bouger han desaparecido las fuertes tendencias que teníamos de engrosamiento cortical al NO y de adelgazamiento al SE; no obstante, la tendencia general del mapa sigue siendo claramente de dirección NE, reflejo de accidentes y contrastes de densidades de influencias Béticas. Este mapa detecta muy pocos accidentes de direcciones Ibéricas, que, en todo caso, lo que hacen es retocar las anteriores. Este hecho nos acerca más a las propuestas de L. Jerez Mir (que extendía el Prebético hasta el N del río Júcar) que a las de otros autores.

Los rasgos más importantes son sin duda la alineación de mínimos de direcciones N-S a NNE-SSO asociada a los afloramientos Triásicos de Cofrentes-Montealegre del Castillo, y el rectilíneo y fuerte gradiente entre Las Minas y Caudete, los cuales estudiaremos por separado. (Véase Mapa de Anomalías Residuales).

En el mapa se distinguen cuatro Zonas o Bandas claramente diferenciadas que atraviesan el área de SO a NE, y que de N a S las podemos denominar (Véase fig. 89 pag. 208):

- A) Banda de Meseta Ibérica.
- B) Banda Central o de Transición.
- C) Banda de Jumilla.
- D) Banda Subbética.

IV.5.1) BANDA DE MESETA IBÉRICA:

La única zona del mapa que, al inicio de esta investigación, podíamos considerar asociada a la Cordillera Ibérica, más por su indefinición que por sus directrices, hemos visto que presenta unas características corticales que nos permiten adscribirla al dominio de la Meseta.

Es una zona claramente distensiva, en la que no se observan alineaciones de mínimos relativos importantes, dentro de los valores negativos del área. Las dos anomalías más claras, de -12 mlgals (Cofrentes y Mahora) parecen limitar la rama diapírica E-O que proviene de Cofrentes.

Su rasgo más importante es precisamente la ausencia de anomalías apreciables asociadas al gran afloramiento diapírico que la atraviesa, por lo que hemos de considerarlo de poca entidad en profundidad.

Sus límites septentrionales caen fuera de nuestro estudio. Por el Sur queda limitada por un fuerte gradiente (8 mlgals. de media) de dirección típicamente Bética y que corresponde, aproximadamente, con el borde de la llanura terciaria.

IV.5.2) BANDA CENTRAL o de TRANSICIÓN:

Zona de valores positivos, sus posibles direcciones estructurales se manifiestan por las alineaciones de anomalías negativas y mínimos relativos que se observan.

Las anomalías positivas corresponden a grandes acumulaciones carbonatadas Cretácicas y Jurásicas y sus valores van disminuyendo desde el lado occidental al oriental de la Banda: en el lado O tenemos valores máximos de 17 mlgals (Sierra de la Umbría, al NO de Hellín), que en el centro pasan a 16 o 15 mlgals. (Sierra de Pinilla, al O de Fuente Álamo) (NE de Pétrola) y que en el lado Este alcanzan con dificultad los 8 mlgals. (Sierra de Martés o Muelas al Sur de la de Cortes Pallás)

En su zona central, entre Hellín, Fuente Álamo, Pétrola y Albacete, es donde más claramente se observan algunas tendencias de dirección E-O

El rasgo más importante lo constituye la presencia de bajos valores (mínimos relativos de 0 y -2 mlgals) que geológicamente se correlacionan perfectamente con los afloramientos de materiales Triásicos, y que parecen marcar una alineación N-S a NE-SO, denotando, en nuestra opinión, un fuerte control estructural de la zona.

Como elemento puntual hemos de destacar la anomalía negativa de -8 mlgals que aparece entre Yecla y Fuente-Álamo, en cuyo centro afloran dos pequeños diapiros, y que con dirección aproximada N 120, se prolonga más allá del diapiro de Yecla, penetrando en la Banda de Jumilla. Pensamos que es probable que en profundidad se corresponda con una elevada potencia de materiales evaporíticos no aflorantes.

IV.5.3) BANDA DE JUMILLA.

Es esta una depresión gravimétrica de difícil clasificación, entre los valores positivos de los conjuntos carbonatados Cretácicos de Hellín, Fuente Álamo y Almansa y el ascenso de los valores en la esquina SE, hacia la costa.

Esta banda de fuertes anomalías negativas (hasta -25 mgals) queda limitada por su borde septentrional por uno de los rasgos mas claros del mapa: un importante gradiente gravimétrico (15 mgals.) que con dirección NE se extiende atravesando toda nuestra zona, desde Las Minas hasta casi Caudete. Al S y SE, la isolínea de 0 miligales y el ascenso de la gravimetría hacia valores positivos, coincidiendo aproximadamente con el límite del Subbético y algo más lejana, la falla de Crevillente (Véase fig. 89 pag. 208 y Mapa de Anomalías Residuales) marcan su borde meridional.

En principio este gradiente no se puede asociar directamente a una falla o fractura, pues la gravimetría no detecta la estructura por sí misma, sino por el contraste de densidades que puede provocar. Dicho esto, hemos de considerar que el mapa nos ofrece la visión de un accidente que genera un fuerte contraste de densidades, de unos 5 Km de anchura y que con una longitud de más de 100 Km atraviesa toda nuestra zona con una dirección aproximada N 60-70. Este accidente coincide con lo que numerosos autores denominan Falla de Jumilla (de Cenajo-Jumilla-Yecla según Rodríguez Estrella, 1979). Curiosamente, en la cartografía geológica, la rama N de esta fractura a partir de Jumilla se desplaza hacia el S, por el efecto de la denominada Falla de Ontur-Jumilla, hasta el Diapiro de la Rosa aproximadamente y pasa a ser la Falla de Sierra Larga-Sierra del Carche, pero la gravimetría no detecta esto, sino la continuación del gradiente por la zona de Caudete y el valle de Montesa, independientemente de que más al S pueda existir una fractura paralela también muy extensa, no solo al NE de Pinoso (Falla de Venta del Olivo-Villena-Gandía, según Rodríguez Estrella, 1979)

Este accidente parece controlar o condicionar procesos diapíricos de materiales Triásicos desde el embalse de Camarillas hasta Yecla, pasando por Cancarix y Jumilla. También el vulcanismo de esta zona parece estar superficialmente asociado.

Como analizaremos posteriormente, no encontramos datos que nos obliguen a pensar en la existencia de un manto anómalo que genere una amplia zona de contaminación volcánica; aquí tenemos puntos aislados de tamaño e importancia relativamente pequeña que flexionan un poco las isolíneas hacia relativos positivos, pero que no llegan a cerrar las anomalías de 2 miligales. Puede ser que el vulcanismo esté condicionado estructuralmente por este accidente, incluso que le contamine y sea uno de los elementos que contribuye al contraste de densidades, pero ello no excluye que sea de origen muy profundo, con ascensos muy delgados y estrechos, indetectables para los estudios gravimétricos de esta escala.

En este conjunto de circunstancias nos parece lógico pensar, que esta alineación gravimétrica sea debida a una fractura o zona de fracturación, quizás la más importante de la zona, ya citada por numerosos autores. Esta fractura probablemente ha permitido y controlado el ascenso de materiales volcánicos como accidentes muy estrechos y localizados, que en algunos puntos han llegado a aflorar y que, como en la zona Norte, tampoco tienen masa suficiente para incidir en el registro gravimétrico. No obstante, a diferencia del caso de Cofrentes, aquí nos encontramos en un área compresiva, que corresponde al mayor engrosamiento relativo de la zona investigada.

En el borde E de la zona se observa una anomalía de -24 mgals, que se corresponde con el afloramiento diapírico de Villena, de dirección aproximada N-S, similar al accidente de Cofrentes-Ayora. Los restantes afloramientos diapíricos son distintos de los de la Unidad precedente. Aquí surgen aislados, sin conexión con áreas distensivas, como cuerpos netamente diapíricos que aparentemente no presentan una gran influencia estructural. Además no existe una correlación tan perfecta entre los afloramientos y los mínimos gravimétricos observados.

Las anomalías negativas de La Rosa y Pinoso aparecen desplazadas 10 y 5 Km al NO de los correspondientes afloramientos triásicos. Esta disposición puede deberse, en una primera aproximación, a un proceso halocinético controlado por fracturaciones de buzamiento NO. Sin embargo, este criterio solo sería válido para los diapiros de La Rosa y Pinoso, pues el de Jumilla, situado dentro de la misma zona no presenta esta disposición.

Otra posible explicación puede surgir del hecho de que los tres diapiros y sus correspondientes mínimos gravimétricos están alineados como en el caso de Almansa N120, (forman un ángulo de 50-60 con el accidente de Jumilla) y su afloramiento coincide con la intersección de accidentes NE con dicha alineación N 120. Esta disposición puede generar zonas de debilidad que condicionen el proceso de ascenso de los materiales menos densos pero que no coincidan con las zonas de mayor potencia de dichos materiales. (Véase fig. 89 pag. 208)

En el vértice SO existe una anomalía positiva de +5 mgals que, conjuntamente con la orientación SE que se observa, parece asociarse a la fractura de Socovos. Hubiera sido posible también el asociar este extremo a la Zona Subbética, pero la tendencia general de las isólineas sigue la dirección NE-SO, a pesar de la fuerte inflexión provocada por la falla de Socovos.

IV.5.4) BANDA SUBBETICA:

Es esta una banda de valores positivos que ascienden hacia el SE a partir de un gradiente que la limita por el N y que es generado probablemente por la falla de Crevillente. El Mapa de Anomalías Regionales detectaba en esta zona un adelgazamiento de la corteza por la proximidad de la costa. no obstante, al substraerlo de los valores de Bouguer para generar el Residual, sigue existiendo esa tendencia y dado que, como ya hemos tratado, el mapa está bien residualizado, hemos de suponer que el efecto de este adelgazamiento afecta también a niveles de cobertera y basamento.

En esta zona aparecen también afloramientos Triásicos, pero ya no asociados tan claramente a anomalías gravimétricas negativas, por lo que hemos de considerarlos estructuralmente distintos a los aflorantes en zonas más septentrionales. Estos materiales parecen más afectados por la estructura del Subbético que por procesos halocinéticos. Muchos de ellos cabalgan o están cabalgados por otros materiales secundarios e incluso terciarios, por lo que pensamos que el reflejo gravimétrico de la zona es más el de una disposición en mantos, un apilamiento de escamas, que el de unos depósitos comprimidos y fracturados. No obstante, en el extremo SE, entre Hondón de los Frailes y Fortuna se aprecian varios mínimos relativos que se corresponden con afloramientos del Triás asociados a la falla de Crevillente en su intersección con otro posible accidente NO-SE. (Véase fig. 89 pag. 208)

IV.5.5) OTRAS ESTRUCTURAS.

Al margen de la disposición en Bandas de dirección NE-SO que hemos definido, existe una importante estructura que se manifiesta como un alineación de negativos, en los cuales se emplazan afloramientos diapíricos y que constituye lo que denominamos el Corredor Cofrentes-Hellín, que penetra desde el N y atraviesa casi toda nuestra zona con una longitud visible de unos 120 Km.

Los mínimos existentes entre Cofrentes y Almansa, se sitúan sobre el valle de Cofrentes-Ayora, que constituye el más importante afloramiento Triásico de la zona. Se trata de una zona distensiva fracturada, de dirección N-S que controla el ascenso de los materiales evaporíticos subyacentes. Queda limitada al E por la Muela de Cortes Pallás y Sierra de la Enguera y al O por las sierras de Boquerón y Palomera, todas ellas amplios macizos cretácicos. (Véase fig. 89 pag. 208)

Otra alineación de mínimos marca, entre Alpera y Montealegre del Castillo, otro importante afloramiento Triásico, y hemos de considerar su posible prolongación SSO, hacia Albatana y Hellín. En la única zona de cierta entidad de valores mínimos relativos,

entre Fuente-Álamo, Albatana y Hellín, vuelven a aparecer pequeños afloramientos diapiricos triásicos, quizás asociados a la terminación del accidente de Montealegre del Castillo y su conexión con el de Jumilla.

El vulcanismo asociado a esta estructura, localizado en los afloramientos de Cofrentes, es de muy pequeña entidad y no genera anomalías positivas detectables, a pesar de estar incluido dentro de valores negativos generados por los materiales Triásicos, con lo cual el contraste de densidades es todavía mayor. En nuestra opinión puede estar relacionado con el proceso de rifting que ya hemos citado y que penetrando desde el Golfo de Valencia puede llevar asociada una cuña de manto anómalo (la que A. CARBÓ) encuentra en su zona. Esta cuña puede ser muy delgada y no dar un registro gravimétrico detectable, pero sí tener influencia petrológica

El extremo S del Corredor presenta una disposición compleja, pues se atenúa al tiempo que su dirección gira hacia el SO, todo ello conforme se aproxima al accidente de Jumilla-Yecla. Hemos de destacar que la única inflexión positiva de las isolíneas que tenemos asociada a un afloramiento volcánico, es la de Cancarix, que viene a coincidir con el área de encuentro del Corredor con el accidente de Jumilla.

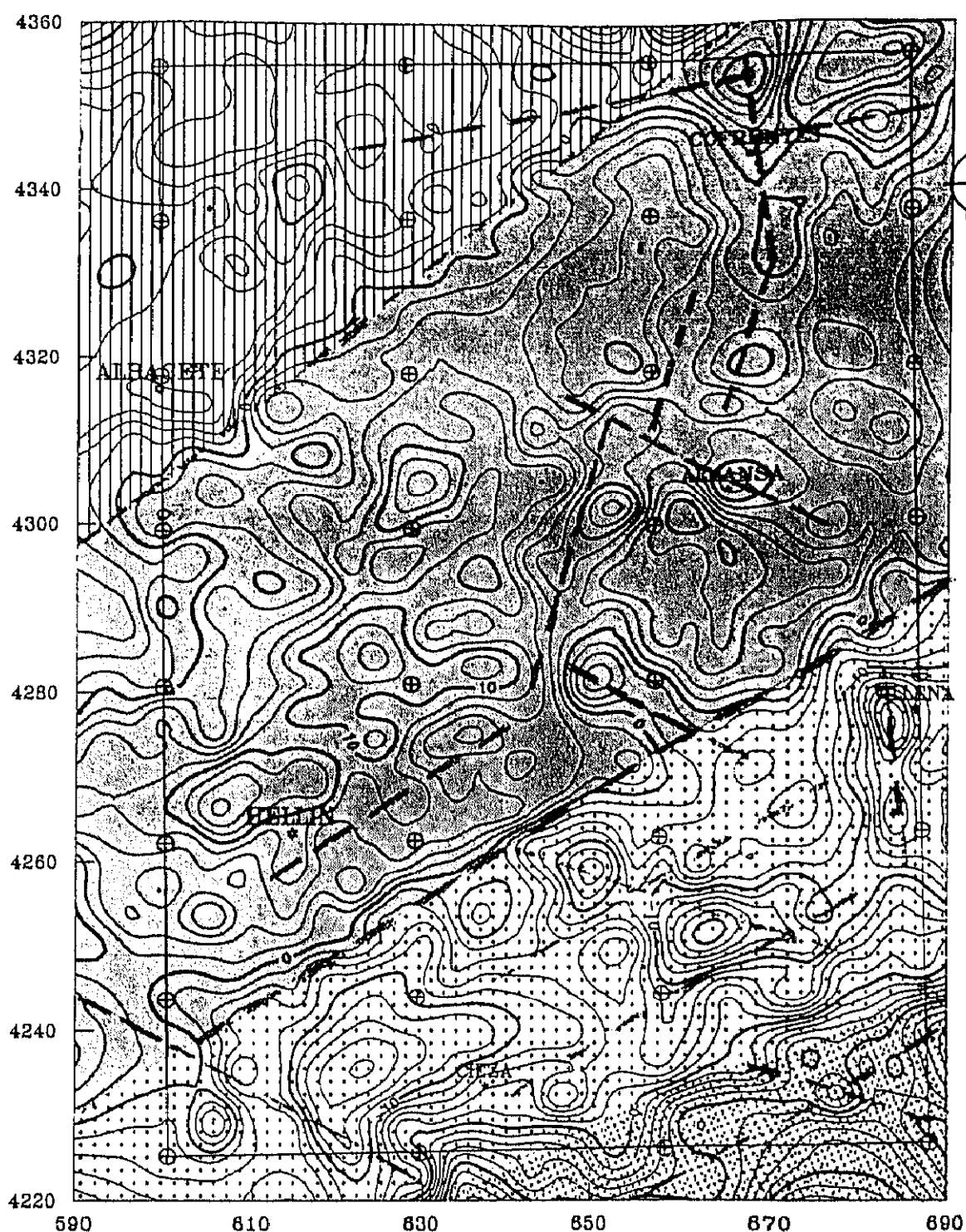


FIG. nº 89. Mapa de Anomalías Residuales. E. 1:750.000

Rayado vertical: Banda de Meseta Ibérica.

Sombreado uniforme: Banda Central.

Punteado grueso: Banda de Jumilla.

Punteado fino: Banda Subbética.

Rayas gruesas discontinuas: alineaciones gravimétricas posiblemente relacionadas con estructuras geológicas importantes.

CAP. V

RESUMEN

Y

CONCLUSIONES

Como planteábamos en el primer punto de esta memoria, nuestro principal objetivo era determinar la estructura cortical en una zona compleja, de interacción de varias unidades tectónicas, así como el estudio de algunas estructuras parciales que se detallaron en capítulos anteriores. Pensamos también que la Gravimetría, apoyada por los conocimientos geológicos existentes podría ser la técnica idónea para cubrir dichos objetivos. Para ello hemos hecho una exhaustiva recopilación de todos los antecedentes existentes que consideramos podrían ser de aplicación en nuestro caso y realizado un levantamiento gravimétrico de la zona con 2412 mediciones, las cuales se han tratado con las correcciones correspondientes. Los resultados se han plasmado en un mapa de anomalías de Bouguer que, tratado y ajustado mediante un polinomio ortogonal de tercer grado, ha generado dos mapas: el de Anomalías Regionales y el de Anomalías Residuales.

Hemos hecho también un estudio de las fórmulas matemáticas que habitualmente se aplican para la determinación del espesor de la corteza, resultando que dichas fórmulas son aplicables para regiones de condiciones tectónicas estables, pero que en las zonas de transición como la nuestra no dan resultados fiables.

El estudio del Mapa de Anomalías Regionales nos ha dado una imagen que consideramos bastante aproximada de la forma y dimensiones de la Corteza Terrestre en el área estudiada. La interpretación de ocho perfiles y su modelización permitió cuantificar los datos y realizar una cartografía de la topografía de la discontinuidad de Mohorovicic

El Mapa de Anomalías Residuales nos ha permitido realizar una primera aproximación a las estructuras más superficiales, corroborando las implicaciones de la estructura cortical y aportando nuevos datos para la interpretación geológica. Este análisis consideramos que tiene importancia y entidad suficiente para proseguir su análisis en estudios posteriores.

Metodológicamente, creemos que nuestro trabajo justifica el objetivo inicial propuesto. En nuestra opinión, las variaciones posibles de la estructura profunda cortical que generan una anomalía gravimétrica determinada dentro de un contexto geológico concreto no son infinitas, sino un número bastante bajo y el estudio razonado de las mismas, apoyado en el conocimiento de la geología a escala continental, puede llegar a determinar una configuración del límite Corteza-Manto con bastante precisión y verosimilitud

Todo lo expuesto nos ha permitido establecer la estructura cortical de la zona y llegar a las siguientes conclusiones:

1.- A nivel cortical no existe conexión en nuestra zona entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Bética, las cuales quedan separadas por una zona de características de Meseta, adelgazada por un proceso distensivo de dirección NNE que penetra por el Norte.

Este área está afectada por la influencia gravitatoria de la Cordillera Ibérica, pero este efecto es reflejo del aumento de la potencia cortical más al Norte, por lo que, en cuanto se lo substraemos, la modelización nos da una corteza de tipo medio con un adelgazamiento relativo y no detecta ningún engrosamiento de corteza entre Albacete y el río Júcar. Aquí se da una doble influencia: la Meseta Ibérica al Oeste y una probable extensión del adelgazamiento del óvalo de Valencia al Nordeste. Esto nos lleva a pensar que el proceso de rifting del golfo de Valencia pudo afectar recientemente a la península, separando las dos cordilleras Alpinas mediante una zona distensiva (que penetra desde el N y NE) y adelgazando la corteza (hasta 24.7 Km en la vertical aproximada de Mahora), aunque nunca lo suficiente como para generar fenómenos geológicos visibles en superficie. Ni siquiera en la zona de Cofrentes, en la que cabrían más posibilidades de que el vulcanismo estuviera ligado a estructuras profundas, se detectan anomalías gravimétricas que permitan una interpretación en este sentido. Hemos de reconocer que nos han sorprendido los bajos valores del espesor cortical y admitimos su posible modificación al alza en cuanto se disponga de mas datos, principalmente de sísmica.

Este resultado de la investigación elimina un posible argumento para poder fijar el límite meridional del Sistema Ibérico (como estructura cortical) al Sur del río Júcar.

2.- Existe una zona de engrosamiento cortical ligada al eje Bético-Balear.

Existe un engrosamiento relativo de la corteza asociado a la Cordillera Bética, con un máximo local de 27.5 Km. al S de Calasparra. Dicho engrosamiento se prolonga bajo nuestra zona en dirección al cabo de La Nao concordante con el eje Bético-Balear. Hacia la costa las potencias disminuyen rápidamente, alcanzando un mínimo de 25 Km. en el extremo SE de la zona.

3.- La gravimetría no aporta datos que nos permitan afirmar la existencia de un manto anómalo en nuestra zona.

La migración de elementos mantálicos que generan este manto, determinado por diversos autores para el Golfo de Valencia, hay que considerarla restringida a la cuenca valenciana y ligada a su vulcanismo, pero no en Jumilla, Calasparra, Fortuna o, incluso, Cofrentes. No dudamos que los afloramientos volcánicos citados presenten asociada una anomalía de composición geoquímica en la zona que los alimenta, (zona obviamente empobrecida en los materiales que ascienden), pero esta anomalía no parece tener importancia regional, pues no se detecta en estudios de esta escala. También podría ser que fuesen manifestación de procesos muy profundos, con conexiones muy delgadas con la superficie. Lo cierto es que no hemos encontrado datos que permitan suponer un manto anómalo en la zona con un suficiente contraste de densidad como para dar un registro gravimétrico diferenciado a la escala usada.

4.- Se detectan varias estructuras de importancia regional.

Las grandes alineaciones registradas por el mapa de Anomalías Residuales no ofrecen ningún registro en el mapa de Anomalías Regionales. No obstante, a pesar de que no tengan reflejo en la modelización, existen varias estructuras de gran envergadura a nivel de Cobertera y Basamento y no podemos excluir que, mediante el método gravimétrico aplicado a otra escala o mediante otro tipo de estudios, se detecte su incidencia cortical:

- 1.- El accidente que, en relevos, se extiende desde Cofrentes hasta el Sur de Hellín, curvándose desde una dirección N-S hasta NE-SO y que hemos denominado **Corredor de Cofrentes-Hellín**.
- 2.- El accidente que desde **Las Minas** continúa como fractura por **Jumilla y Yecla** y se prolonga luego por Caudete y el valle de Montesa.
- 3.- La **falla de Crevillente**, en el extremo SE de la zona y de dirección NE.
- 4.- La **falla de Socovos**, en el extremo SO de la zona y de dirección NO.

5.- Los afloramientos diapíricos de materiales triásicos presentan siempre condicionantes estructurales.

Aunque de hecho existan afloramientos triásicos, como pueden ser Pinoso y La Rosa, que considerados individualmente presentan un mayor carácter halocinético, al estudiarlos en conjunto se observa que su emplazamiento responde siempre a condicionantes estructurales de grandes dimensiones:

- Fracturas distensivas en el N, desde Cofrentes hasta Montealegre del Castillo y probablemente Hellín.

- Intersecciones de fracturas en la mitad oriental de la Banda de Jumilla y de la Banda Subbética.
- Borde de frente de cabalgamiento en el Sur, entre la Banda de Jumilla y la Banda Subbética.

6.- Existen tres direcciones principales de alineaciones relacionadas con posibles fracturaciones:

- 1.- La N 60-70 es la más apreciable y la que condiciona estructuralmente el área investigada. Limita las zonas que hemos diferenciado y geológicamente viene a coincidir con las mayores fracturas, como las de Jumilla y de Crevillente.
- 2.- La N 110-120 interfiere con la anterior y crea zonas de debilidad que han sido aprovechadas por procesos diapíricos, como es el caso de la falla de Socovos, y las alineaciones Jumilla-Pinoso y Almansa-Alpera.
- 3.- Por último existe un serie de estructuras distensivas de gran tamaño, como la de Cofrentes-Ayora de tendencia general N-S, que parece corresponder al juego de dos direcciones, la N 350 y la N 20 y que ha controlado también el emplazamiento de grandes diapiros de materiales Triásicos.

CAP. VI

BIBLIOGRAFIA

- ALVARADO, M. (1983): Evolución de la Placa Ibérica. In *Geología de España*, Libro Jubilar de J.M. Ríos. IGME. T 1. pp. 21-53.
- ALVARO, M.; GARCIA ARGÜESO, J.M. y ELIZAGA, E. (1975): La estructura del Borde Prebético en la zona de Alcaraz. (Provincia de Albacete, España). *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXVI-V pp. 467-477
- ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1981): Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.* n° 14, Libro Homenaje a L. Solé i Sabaris. pp. 172-177. Barcelona.
- ANCOECHEA, E. (1974): Relación entre xenolitos y rocas basálticas en la región volcánica central española. *Tesis de licenciatura*. Univ. Complut. Madrid. 119 pp.
- ANCOECHEA, E. (1979): Polaridades magnéticas y edad de las rocas volcánicas del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Pub. III Asamb. Nac. de Geodesia y Geofísica*. pp. 1593-1604
- ANCOECHEA, E. (1982): Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España Central. *Tesis Doctoral*. Univ. Complut. Madrid
- ANCOECHEA, E. y BRANDLE, J.L. (1981 a): Mapas de las características geoquímicas del vulcanismo de los Campos de Calatrava. *Pub. IV. Asamb. Nac. de Geodesia y Geofísica*. pp. 1593-1604
- ANCOECHEA, E. y DEL MORO, A. (1981 b): Sr^{87} / Sr^{86} ratios of basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain). *Est. Geol.* 37. pp. 27-33
- ANCOECHEA, E.; GIULIANI, A. y VILLA, I. (1979): Edades radiométricas K-Ar del vulcanismo de la Región Central Española. *Est. Geol.* 35. pp. 131-135
- ANCOECHEA, E.; MUÑOZ, M. y SAGREDO, J. (1984): Las manifestaciones volcánicas de Cofrentes y Picasent. *I Cong. Esp. de Geol.* T. II, pp. 1-13
- ANDREEV (1958): cita in :
DEMENTITSKAYA, R.M. and BELYAEVSKY, N.A. (1969): The relation between the Earth's crust, surface relief, and gravity field in the U.S.S.R. in RINGWOOD, A.E. (1969): *The Earth's Crust and Upper Mantle*. Ed. Pembroke J. Hart. Am. Geoph. Union. Washington.
- ANSORGE, J.; BANDA, E.; MÜLLER, ST.; UDÍAS, A. y MEZCÚA, J. (1977): Estructura de la corteza terrestre en el Sureste de España, deducida a partir de Perfiles Sísmicos. *Comisión Española del Proyecto Geodinámico. Perfiles Sísmicos Profundos en España. (1974-1975)*. AGUSTÍN UDÍAS pp. 83-93 Madrid.
- ANSORGE, J.; BANDA, E.; MÜLLER, ST.; UDÍAS, A. y MEZCÚA, J. (1978): Crustal structure under the Cordillera Bética. *Preliminary results. Reunión sobre la Geodinámica de las Béticas y Mar de Alborán*. Univ. de Granada. pp. 9-17
- ANSORGE, J.; BANDA, E.; LOPEZ-LAGO, A.; MEZCÚA, J.; MÜLLER, ST.; OLIVERA, C.; SURINACH, E. y UDÍAS, A. (1977): Perfiles sísmicos profundos en España. Modelos preliminares de la corteza en la zona de las Béticas. *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXVIII-VI (528-542) pp. 60-74
- ANTONENKO (1961): cita in :
DEMENTITSKAYA, R.M. and BELYAEVSKY, N.A. (1969): The relation between the Earth's crust, surface relief, and gravity field in the U.S.S.R. in RINGWOOD, A.E. (1969): *The Earth's Crust and Upper Mantle*. Ed. Pembroke J. Hart. Am. Geoph. Union. Washington.
- ARAÑA, V. y VEGAS, R. (1974): Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 24. pp. 197-212.

- ARIAS, C.; BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1981): Chinchilla de Monte Aragón. Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 791, Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.
- ARIAS, C.; ELIZAGA, E. y VILAS, L. (1979): Distribución de las facies del Cretácico inferior en el SE de la provincia de Albacete. Sus relaciones. *Cuad. Geol. Iber.* vol. 5, pp. 453-470
- ARIAS, C.; MAS, R.; GARCIA, A.; ALONSO, A.; VILAS, L.; RINCON, R. y MELENDEZ, N. (1979): Les facies Urgoniens et leurs variations pendant la transgression Aptienne Occidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne). *Géobios*, Mem. espec. nº 3. pp. 11-23
- ARTHAUD, F. y MATTE, PH. (1975): Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstruction des conditions de la deformation. *Tectonophysics*, 25. pp. 139-171
- AUZENDE, J.M.; BONNIN, J. et OLIVET, J.L. 1973: The origin of the western Mediterranean basin. *Jour. Geol. Soc. London*, Vol. 129, pp. 607-620
- AZEMA, J. (1977): Étude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie. (Espagne). *Thèse de Doctorat*. Univ. Pierre et Marie Curie. Paris VI.
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA HERNÁNDEZ, M.; GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979): Las Microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Pub. Univ. de Granada*. 83 pp.
- BAENA, J. (1981): Jumilla. Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 869, Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.
- BAENA PÉREZ, J. y JEREZ MIR, L. (1982): Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.). *IGME Col. Informe*. Madrid. 256 pp.
- BANDA, E. (1992): The Iberian Lithosphere: structure and evolution. *Conference on continental Crust studies by deep seismic profiling*. Oviedo, 1992.
- BANDA, E.; ANSORGE, J. (1980, a): Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 63 pp. 638-1 - 638-18
- BANDA, E.; ANSORGE, J.; BOLOIX, M.; CORDOBA, D. (1980, b): Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands. (Western Mediterranean). *Earth and Planet. Scien. Letters*. 49, pp. 219-230
- BANDA, E.; ANSORGE, J.; BOLOIX, M.; MUELLER, ST.; UDIAS, A.; MEZCUA, J. (1980, c): Seismic crustal studies in the Betic Cordillera and the Balearic islands. *Inst. Geog. Nuc. Madrid. Publ.* 201, pp. 81-92
- BANDA, E. y UDIAS, A. (1979): Sondeos sísmicos profundos en España. Estructura de la región Bética Oriental. *Tecniterrae*, 27 pp. 34-41
- BANDA, E.; UDIAS, A. y PAYO, G. (1983): Estructura de la Corteza y Manto superior en España. *In Geología de España*, Libro Jubilar de J.M. Ríos. (IGME) T II, pp. 624-638
- BANKS, C.J. and WARBURTON, J. (1992): Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. *Tectonophysics*, 203. pp. 275-289.
- BASCONES ALVIRA, I.; LENDÍNEZ GONZALEZ, A.; MARTÍN HERRERO, D. y TENA-DÁVILA RUIZ, M. (1979) : Casas Ibañez. Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 744, Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.

BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1980): Madrigueras. Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 n° 743, Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.

BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1981): Valdeganga. Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 n° 766, Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.

BEEK, P.A. van der, and CLOETIGH S. (1992): Lithospheric flexure and tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Tectonophysics*, 203. pp. 325-344

BERGAMÍN DE LA VIÑA, J.F. (1985): Interpretación geotectónica del área del Campo de Calatrava (Ciudad Real), basada en determinaciones gravimétricas. *Tesis Doctoral*. Madrid. Univ. Complut.

BERGAMIN, J.F.; CARBÓ, A.; STª TERESA, I. y CADAVID, S. (1983): Geometría en profundidad del afloramiento volcánico de Piedrabuena (Ciudad Real) en base a datos gravimétricos. *VII Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Studia Geologica Salmanticensia*. T. 18. pp. 225-236

BERGAMIN, J.F.; CARBÓ, A.; CAPOTE, R. y STª TERESA, I. (1984): Avance de interpretación de una transversal gravimétrica entre los montes de Toledo y Sierra Morena. *I Cong. Esp. de Geol.* T. III, pp. 303-309

BELLON, H., BORDET, P. et MONTENAT, C. (1983): Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères Bétiques. (Espagne méridionale). *Bull. Soc. Géol. France*. (7). T. XXV, n° 2. pp. 205-217.

BIELZA DE ORY, V. et al. (1989): Territorio y Sociedad en España I. *In Geografía física*. Ed. Taurus, Madrid.

BLUMENTHAL, M. (1927): Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Kordilleren von Central und Sudwest-Andalusien. *Ecl. Geol. Helv.* XX. pp. 487-532.

BOURGOIS, J.; CHAUVE, P. y PEYRE, Y. (1972): Les phenomenes tectono-sedimentaires dans l'W des Cordilleres Bétiques depuis l'Aquitaniien. *Ann. Sc. Univ. Besançon*. n° 17, pp. 97-112

BRINKMANN, R. y GALLWITZ, H. (1950): El borde externo de las Cadenas Béticas en el SE de España. Traducido por J.G. de Llerena. *In Public. Extran. Geol. Esp.* 5, pp. 171-210

CADAVID, S. (1977): Avance del mapa de Isopacas de una "corteza normal" para la Península Ibérica y principales accidentes de posible alcance cortical. *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXVIII-VI pp. 561-566

CALVO, J.P. ; ELIZAGA, E. ; LOPEZ MARTINEZ, N. ; ROBLES, F. y USERA, J. (1978): El Mioceno superior continental del Peibético externo: evolución del Estrecho Nordbético. *Bol. Geol. y Min.* T 84 (5), pp. 407-426.

CAMPOS EGEA, R.; CARBÓ GOROSABEL, A.; CAPOTE DEL VILLAR, R. BERGAMIN DE LA VIÑA, J.F. (1987): Estudio de las anomalías de Bouguer de las estructuras mesozoicas del sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Mat. Proc. Geol.* Vol. V. pp. 221-239

CANEROT, J. (1979): Les Iberides. Essai de synthèse structurale. *Acta Geol. Hispanica. Homenage a Lluís Solé i Sabarís*. T. 14. pp. 167-171.

CANEROT, J. (1981): Le couloir de décrochement ibéro-catalan. (Espagne). Recherche d'un mécanisme tectonique. *Arch. Sc. Genève*. Vol. 32. Fasc. 3. pp. 417-422.

CANEROT, J. (1983): Le cycle Alpin des Ibérides (Espagne): relations tectonique-sédimentation, place dans l'évolution géogynamique de l'Ibérie. *Arch. Sc. Genève*. Vol. 36. Fasc. 3. pp. 425-436.

- CANEROT, J. (1985): La chaîne alpine des Ibérides (Espagne): un exemple d'évolution sédimentaire et tectonique intraplaque. *Arch. Sc. Genève*. Vol. 38. Fasc. 1. pp. 37-62.
- CANEROT, J. (1989): Distensions mésozoïques et halocinèse dans les Ibérides. (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*. (8), T. V. n° 5. pp. 905-912
- CANEROT, J. y CAPOTE, R. (1987): IBERIDES. Un ejemplo de cadena alpina intraplaca. *Reunión extr. Zaragoza - Guadalajara*. Guía para la excursión.
- CAPOTE, R. (1983): La tectónica de la Cordillera Ibérica. In *Geología de España*, Libro Jubilar de J.M. Ríos. (IGME) T II, pp. 108-120
- CAPOTE, R. (1983): La fracturación subsecuente a la orogenia hercínica. In *Geología de España*, Libro Jubilar de J.M. Ríos. (IGME) T II, pp. 17-24
- CAPOTE, R. y CARBÓ, A. (1983): La evolución tectónica de los dominios de plataforma e intermedios. In *Geología de España*, Libro Jubilar de J.M. Ríos. (IGME) T II, pp. 37-47
- CAPOTE, R. y GONZALEZ LODEIRO, F. (1983): La estructura herciniana en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica. In *Geología de España*, Libro Jubilar de J.M. Ríos. (IGME) T I, pp. 513-529.
- CARBÓ, A. (1980): Investigación geotectónica en el borde suroriental de la Cordillera Ibérica (provincias de Valencia y Albacete), basada en determinaciones gravimétricas. *Tesis Doctoral*. Univ. Compl. de Madrid. Fac. de Ciencias Geológicas. Serv. de Reprografía. 179 pp.
- CARBÓ, A. (1982): Estructura cortical del Levante Español en base a datos gravimétricos. *Rev. Real Acad. Cien. Exac. Fis. y Nat.* T.LXXVI, cuad. 2º Madrid
- CASAS, A. y CARBÓ, A. (1990): Deep structure of the Betic cordillera derived from the interpretation of a complete Bouguer anomaly map. *Journal of Geodynamics*. Vol 12. n° 2-4 pp. 137-147
- CORDOBA ESTEPA, M.A. (1990): Mineralogía y Génesis de los materiales arcillosos del Triás Manchego. (provincia de Ciudad Real). *Tesis Doct.* Univ. de Castilla - La Mancha. Inédita.
- CROESE, I. (1982): Neogene formations and dating of the deformation in the Prebetic Zone, SE of Jumilla (province of Murcia, Spain). *Est. Geol.* 38. pp. 415-423
- DAÑOBEITIA, J.J.; ARGUEDAS, M.; GALLART, J.; BANDA, E. and MAKRIS, J. (1992): Deep crustal configuration of the Valencia trough and its Iberian and Balearic borders from extensive refraction and wide-angle reflection seismic profiling. *Tectonophysics*, 203. pp. 37-55
- DEMENTITSKAYA, R.M. and BELYAEVSKY, N.A. (1969): The relation between the Earth's crust, surface relief, and gravity field in the U.S.S.R. in RINGWOOD, A.E. (1969): *The Earth's Crust and Upper Mantle*. Ed. Pembroke J. Hart. Am. Geoph. Union. Washington.
- DEWEY, J.F.; PITMAN, W.C.; RYAN, W.B.F. y BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, pp. 3137-3180
- DOBLAS, M. (1991): Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. *Tectonophysics*, 191. pp. 325-334.
- DUPUY DE LOME, E. (1930): El Cretácico en Levante. *Mem. Inst. Geol. Min. de España*. T. 57.
- DUPUY DE LOME, E. (1955): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España geológica de Almansa (793). *Inst. Geol. Min. de España*.

DUPUY DE LOME, E. (1956): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España geológica de Caudete (819). Inst. Geol. Min. de España.

DUPUY DE LOME, E. (1958): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España geológica de Yecla (845). Inst. Geol. Min. de España.

DUPUY DE LOME, E. (1959): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España geológica de Ayora (768). Inst. Geol. Min. de España.

DUPUY DE LOME, E. (1960): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España geológica de Jalance (745). Inst. Geol. Min. de España.

DUPUY DE LOME, E. y GOROSTIZAGA, J. (1933): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España geológica de Madrigueras (743). Inst. Geol. Min. de España.

DUPUY DE LOME, E. y GOROSTIZAGA, J. (1936): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España geológica de Hellín (843). Inst. Geol. Min. de España.

DUPUY DE LOME, E.; GOROSTIZAGA, J. y NOVO, P. (1929): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España geológica de Pétrola (817). Inst. Geol. Min. de España.

DUPUY DE LOME, E.; GOROSTIZAGA, J. y NOVO, P. (1931): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España geológica de Chinchilla (791). Inst. Geol. Min. de España.

DUPUY DE LOME, E.; GOROSTIZAGA, J. y NOVO, P. (1932): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España geológica de Valdeganga (766). Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Madrid.

DUPUY DE LOME, E. y MARTIN DE LA BARCENA, A. (1960): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España geológica de Montealegre (818). Inst. Geol. Min. de España.

DUPUY DE LOME, E. y MARTIN DE LA BARCENA, A. (1961): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España geológica de Ontur (844). Inst. Geol. Min. de España.

DUPUY DE LOME, E. y MARTIN DE LA BARCENA, A. (1962): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España geológica de Calasparra (890). Inst. Geol. Min. de España.

DUPUY DE LOME, E. y SANCHEZ LOZANO (1950): El sistema cretáceo en el Levante español. Mem. IGME. T 57, (El Cretáceo en España), pp. 201-255

DUPUY DE LOME, E. y TRIGUEROS, E. (1957): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España geológica de Alpera (792). Inst. Geol. Min. de España.

DUPUY DE LOME, E. y TRIGUEROS, E. (1959): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España geológica de Casas Ibañez (744). Inst. Geol. Min. de España.

DURAND DELGA, M. (1972): La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique. *Eclog. Geol. Helv.* Vol 65, n° 2 pp. 267-278

ELIZAGA, E. (1980): Los sedimentos terrígenos del Cretácico medio del Sur de la Meseta y Norte del Prebético Externo. Hipótesis sedimentológica. *Bol. Geol. y Min.* t. 91 (5), pp. 619-638

ELIZAGA MUÑOZ, E.; GALLEGO COIDURAS, I.; GARCIA DE DOMÍNGO, A. y LOPEZ OLMEDO, F. (1984): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 n° 843, Hellín. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.

- FALLOT, P. (1931-1934): Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine de Alpides Espagnoles. *Géol. Méd. Occ.*, 4, Part 2, num. 1, pp.118.
- FALLOT, P. (1948): Les Cordilleres bétiques. *Est. Geol.* IV. pp. 83-172.
- FERNANDEZ, M.; TORNE, M. y ZEYEN, H. (1988): Modelo térmico de la litosfera a través de los Pirineos y el Golfo de Valencia. *Com. Congr. Geol. de España* 1988. Vol. 2 pp.219-222
- FONTBOTÉ, J.M. (1970): Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol. Univ. Granada*. nº 1, pp. 71-78
- FONTBOTÉ, J.M. y VERA, J.A. (1983): La Cordillera Bética. Introducción. In *Geología de España*, Libro Jubilar de J.M. Ríos. (IGME) T II, pp. 205-218
- FONTBOTÉ, J.M.; GUIMERÁ, J.; ROCA, E.; SABAT, F.; SANTANACH, P. y FERNANDEZ-ORTIGOSA, F. (1990): The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (Western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. España*. 3. pp.249-259
- FOURCADE, E. (1967): A propos de quelques facies "non marins" du Crétacé inférieur de la région d' Albacete-Almansa (Sud-Est de L'Espagne). *C.R. Somm. S.G.Fr.* fasc. 5. pp. 200-201
- FOURCADE, E. (1970): Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne). *Tesis. Facultad de Ciencias de París*. 468 pp.
- FOURCADE, E. (1971): Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordilleres Bétiques: Les confins du Prébétique et des Chaînes Ibériques entre le Rio Mundo et le Río Júcar. (Stratigraphie, zones a Foraminifères et Paleogeographie). *I Coloq. de Estrat. y Paleogeogr. del Juras. de Esp.* Vitoria 1970. *Cuad. Geol. Ibér.* vol. 2, pp. 157-180.
- FOURCADE, E. (1975): Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordilleres Bétiques. III. Les confins du Prébétique et des Chaînes Ibériques entre le Rio Mundo et le Río Júcar. (Stratigraphie et Paleogeographie). *I Coloq. de Estrat. y Paleogeogr. del Cretac. de Esp.* ENADIMSA, ser. 7, nº 1, pp. 233-244.
- FOURCADE, E. y JEREZ, L. (1973): El Cretácico inferior en las inmediaciones de Peñarubia (zona Prebética, provincia de Albacete). *Rev. Esp. de Micropal.* vol. V, nº 2, pp. 291-299
- GALLEGO COIDURAS, I.; GARCIA DE DOMINGO, A.; JEREZ MIR, L. y LOPEZ OLMEDO, F. (1984): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 868, Iso. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.
- GALLEGO COIDURAS, I.; GARCIA DE DOMINGO, A. y LOPEZ OLMEDO, F. (1984): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 870, Pinoso. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.
- GALLEGO COIDURAS, I.; GARCIA DE DOMINGO, A. y LOPEZ OLMEDO, F. (1984): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 845, Yecla. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.
- GALLEGO COIDURAS, I.; GARCIA DE DOMINGO, A. y LOPEZ OLMEDO, F. (1984): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 818, Montealegre del Castillo. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.
- GARCIA DE DOMINGO, A.; LOPEZ OLMEDO, F.; BAENA, J. y GALLEGO COIDURAS, I. (1984): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 844, Ontur. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.

- GARCÍA HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1980): Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb.* 59 (2) pp. 155-168
- GARRIDO MEGÍAS, A. y VILLENA MORALES J. (1977): El Triás germánico en España: paleogeografía y estudio secuencial. *Cuad. Geol. Ibér.* 4. pp. 37-56.
- GOMEZ DE LLARENA J. (1934): Observaciones sobre la geología y fisiografía de los alrededores de Hellín. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.* T.XXXIV. pp. 213-231. Lam. XII-XXIV.
- GOY GOY, J.L. y ZAZO CARDEÑA (1989): Cordilleras Béticas y Baleares. in BIELZA DE ORY, V. et al. (1989): *Territorio y Sociedad en España I. Geografía física*. Ed. Taurus, Madrid.
- GOY, A. y SUAREZ VEGA, L.C. (1983): El Jurásico. In *Geología de España*, Libro Jubilar de J.M. Ríos. (IGME) T II, pp. 62-79
- GUTIERREZ ELORZA, M. (1989): El Relieve. in BIELZA DE ORY, V. et al. (1989): *Territorio y Sociedad en España I. Geografía física*. Ed. Taurus, Madrid.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNÉ, J.L. (1989): Cordillera Ibérica. in BIELZA DE ORY, V. et al. (1989): *Territorio y Sociedad en España I. Geografía física*. Ed. Taurus, Madrid.
- GRANIER, B. (1986): Nouvelles evidences d'une halocinèse d'âge Cretace inferieur dans les Cordilleres Bétiques. Coupe de la Sierra Helada (Alicante, Espagne). In *II reunion des Sciences de la Terre*. Clermont-FD. édit Soc. Géol. Fr. Paris. pp. 83.
- GRUPO ESPAÑOL DEL MESOZOICO (1982): El Cretácico de la parte Central y Oriental de la provincia de Albacete. *II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España*. Guía de la excursión pre-coloquio. Dpto. de estratigrafía. Univ. Compl. Madrid.
- HAMMER, S. (1939): Terrain corrections for gravimeter stations. *Geoph.* IV-3 pp. 184-209
- HATZFELD, D. 1976: Etude sismologique et gravimétrique de la structure profonde de la mer d'Alborán: mise en évidence d'un manteau anormal. *C. R. Acad. Sc. Paris.* t 283, pp. 1021-1024.
- HATZFELD, D. y BOLOIX, M. 1976: Résultats préliminaires des profils sismiques en mer d'Alboran. *Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*. Granada, España, 1976.
- HERRANZ, P.; PELAEZ, J.R. y VILAS, L. (1973): Geología de la zona oriental de la Mancha. Memoria explicativa para la salida al campo en la zona oriental de La Mancha. Mayo, 1973. Curso de hidrogeología "NOEL LLOPIS".
- HINZ, K. (1972): Results of seismic refraction investigations (Project ANNA) in the western Mediterranean sea South and North of the Island of Mallorca. *Bull. Centr. Rech. Pau* T. 6, n° 2 pp. 405-426
- HINZ, K. (1973): Crustal structure of the Balearic Sea. *Tectonophysics*, 20 pp. 295-302
- HIRN, A.; STEINMETZ, L. et SAPIN, M. (1977): A long range seismic profile in the Western Mediterranean Basin: Structure of the Upper Mantle. *Extrait des Ann. de Geophys.* T 33, pp. 373-384.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL (1976): Mapa gravimétrico de la Península Ibérica e Islas Baleares. Anomalias de Bouguer Sistema 1967. Escala 1:1.000.000. Instituto Geográfico y Catastral. Madrid.
- JIMENEZ DE CISNEROS, D. (1912): Geología y prehistoria de los alrededores de Fuente Álamo (Albacete). *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* Madrid.

JEREZ MIR, L. (1971): Bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la zona Prebética en la región de Iso-Elche de la Sierra-Moratala. (Provincias de Albacete y Murcia). *Bol. Geol y Min.* T. LXXXI-II pp. 117-131.

JEREZ MIR, L. (1973): Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia). *Tesis doctoral.* Univ. de Granada.

JEREZ MIR, L.; GARCÍA MONZÓN, G. y JEREZ MIR, F. (1974): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 890, Calasparra. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.

JEREZ MIR, L.; JEREZ MIR, F. y GARCÍA MONZÓN, G. (1982): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 891, Cieza. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.

JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972-1974): Memoria del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

KARATAEV (1963): cita in :

DEMENTITSKAYA, R.M. and BELYAEVSKY, N.A. (1969): The relation between the Earth's crust, surface relief, and gravity field in the U.S.S.R. in **RINGWOOD, A.E.** (1969): *The Earth's Crust and Upper Mantle.* Ed. Pembroke J. Hart. Am. Geoph. Union. Washington.

LAUTENSACH, H. (1964): *Geografía de España y Portugal.* Ed. Vicens-Vives. Barcelona.

LENDÍNEZ GONZALEZ, A. y TENA-DÁVILA RUIZ, M. (1978): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 767, Carcelén. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.

LENDÍNEZ GONZALEZ, A. y TENA-DÁVILA RUIZ, M. (1980): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 743, Madrigueras. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.

LENDÍNEZ GONZALEZ, A. y TENA-DÁVILA RUIZ, M. (1980): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 745, Jalance. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.

LENDÍNEZ GONZALEZ, A. y TENA-DÁVILA RUIZ, M. (1981): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 819, Caudete. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.

LONGARES, V. y SANCHEZ-BLANCO, M. (1981): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 817, Pozo-Cañada. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.

LOPEZ BERMUDEZ, F.; GOMEZ ORTIZ, A. Y TELLO RIPA, B. (1989): El Relieve. In *"GEOGRAFIA DE ESPAÑA"* T.I.(Geografía Física), pp.87-224 Ed. Planeta, Barcelona

LOTZE, F. (1945): Einige probleme der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch &* pp. 1-12 *Publ. Extr. Geol. Esp.* 1950 T. V pp. 43-58. C.S.I.C.

LOTZE, F. (1950): Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. *C.S.I.C. Publ. Extr. Geol. Esp.* T. V pp. 149-166.

MANCHEÑO JIMENEZ, M.A. y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1985): Geología de los Diapiros Triásicos en el Noreste de la Provincia de Murcia. *Est. Geol.* 41. pp. 189-200.

- MARFIL PÉREZ, R. (1970): Estudio petrogenético del Keuper en el sector meridional de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.* T. XXVI pp. 113-161 Madrid.
- MARTÍ, J.; MITJAVILA, J.; ROCA, E. and APARICIO, A. (1992): Cenozoic magmatism of the Valencia trough (western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics*, 203, pp. 145-165
- MARTIN CHIVELET, J. (1992): Las plataformas carbonatadas del Cretácico superior de la margen Bética. (Altiplano de Jumilla-Yecla-Murcia). *Tesis Doctoral*. Inédita. Dept. Estrat. Univ. Complut. Madrid.
- MARTINEZ DEL OLMO, W.; LERET, G. y MEGIAS, A. (1982): El límite de la plataforma carbonatada del Cretácico Superior en la zona Prebética. *Cuad. Geol. Ibér.* nº 8, pp. 597-614
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; LERET, G. y SUÁREZ, J. (1986): La estructuración diapírica del Sector Prebético. *Geogaceta*. 1 pp. 43-44. Soc. Geol. Esp. Madrid.
- MAUFFRET, A. (1976): Etude géodynamique de la marge des îles Baléares. *Thèse Univ.* Pierre et Marie Curie, Paris VI. 133 pp.
- MELLENDEZ, A. (1979): El Cretácico del macizo de Caroch (provincias de Albacete y Murcia). *Cuad. Geol. Ibér.* nº 5, pp. 435-452
- MONTADERT, L.; SANCHE, J.; FAIL, J.P.; DEBYSER, J. et WINNOCK, E. (1970): De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée Occidentale. (Nord-Est des Baléares). *C. R. Acad. Sc. Paris*. T 271 pp. 812-815
- MONTENAT CH. y AZEMA J. (1975): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 892, Fortuna. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.
- MOISSENET, E. (1983): Aspectos de la Neotectónica en la fosa de Teruel. In *Geología de España*, Libro Jubilar de J.M. Ríos. (IGME) T II, pp. 427-446
- MOISSENET, E. (1988): La distensión neógena en la cadena Ibérica. *Congr. Geol. Esp.* Vol 2, 161-164
- MOISSENET, E. (1989): Les fossés néogènes de la Chaîne Ibérique: leur évolution dans le temps. *Bull. Soc. Géol. France.* (8), T. V. nº 5. pp. 919-926
- MORELLI, PISANI, M.; GANTAR, C. (1975): Geophysical anomalies and tectonics in the Western Mediterranean. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* XVIII, 67 pp. 211-249
- MOSELEY, F. (1973): Diapiric and gravity tectonics in the Pre-Betic, (Sierra Bernia) of south-east Spain. *Bol. IGME*. T 84 (3) pp. 114-126
- MOSELEY, F.; CUTTELL, J.C.; LANGE, E.W.; STEVENS, D. and WARBRICK, J.R. (1981): Alpine tectonics and diapiric structures in the Pre-Betic zone of southeast Spain. *J. Struct. Geol.* 3. pp. 237-251.
- NAFE, J.E. y DRAKE, C.L. (1963): Physical properties of marine sediments. *The sea*, 3. pp. 794-815 Ed. Hill, Interscience Publishers. London.
- NAVARRO, A. y TRIGUEROS, E. (1963): Problemas de las Béticas españolas. *Bol. IGME*. Vol. 74, pp. 415-469

- NAVARRO HERVÁS, F. y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1985): Características morfoestructurales de los Diapiros Triásicos de Hellín, Ontur, La Celia, Jumilla, La Rosa y Pinoso, en las provincias de Albacete, Murcia y Alicante. *Papeles de Geografía Física*. n° 10, pp. 49-69
- NESTEROFF, W.D.; RYAN, W.B.F.; HSÜ, K.J.; PAUTOT, G.; WEZEL, F.C.; LORT, J.M.; CITA, M.B.; MAYNC, W.; STRADNER, H. et DUMITRICA, P. (1972): Evolution de la sédimentation pendant le Néogène en Méditerranée d'après les forages JOIDES - DSDP. *The Mediterranean Sea*. Ed. Daniel J. Stanley. 1972
- NETTLETON, L. (1939): Determination of density for reduction of gravimeter observations. *Geophysycs* IV-3 pp. 176-183
- NOBEL, F.A.; ANDRIESEN, P.A.M.; HEBEDA, E.H.; PRIEM, H.N.A. and RONDEEL, H.E. (1981): Isotopic dating of the postalpine neogene volcanism in the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geol. Minjb.* 60. pp. 209-214
- OLIVERA, C.; SUSAGNA, T.; ROCA, A. and GOULA, X. (1992): Seismicity of the Valencia trough and surrounding areas. *Tectonophysics*, 203. pp. 99-109
- ORTÍ CABO, F. (1974): El Keuper del Levante Español. *Est. Geol.* n° 30 pp.7-46 Inst. Lucas Mallada. CSIC.
- ORTÍ CABO, F. (1981): Diapirismo de materiales triásicos y estructura de zócalo en el Sector Central valenciano (España). *Est. Geol.* 37 pp. 245-256
- PAUTOT, G. et LE PICHON, X. (1973): Résultats scientifiques du programme JOIDES. *Bol. Soc. Gen. Fran.* vol XV (7) n° 5-6 pp. 403-425
- PAYO, G. y RUIZ DE LA PARTE, E. (1974): Dispersion of surface waves in the Iberian Peninsula and the adjacent Atlantic and Mediterranean areas. *Geof. Inter.* 14, pp. 89-102.
- PAYO, G. y RUIZ DE LA PARTE, E. (1977): El primer perfil sísmico de la Meseta. *Bol. Geol. y Min.* T LXXXVIII-VI (543-551) pp. 75-83
- PEPER, T. and CLOETINGH, S. (1992): Lithosphere dynamics and tectono-stratigraphic evolution of the Mesozoic Betic rifted margin (southeastern Spain). *Tectonophysics*, 203. pp. 345-361
- PÉREZ GONZALEZ, A. y LÓPEZ, N. (1983): Cuencas del Júcar y Cabriel y depresión de la llanura manchega. In *Geología de España*, Libro Jubilar de J.M. Ríos. (IGME) T II, pp. 564-569
- POLVECHE, J. (1962): Tectonique et Trias dans la region d'Alicante. *Ann. Soc. Géol. Nord.* 82. pp. 155-160.
- QUINTERO I.; ALMELA, A.; GOMEZ, E.; MARTINEZ, C. y MANSILLA, H. (1980): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 n° 792, Alpera. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.
- REY PASTOR, A. (1943): Estudio sísmico-geográfico de la región SE de la Península Ibérica. *Rev. de Geof.* n° 7.
- REY PASTOR, A. (1948): Las costas mediterráneas de la península Hispánica. Estudio sísmico-geográfico. *Rev. de Geof.* año VII, n° 26, pp. 125-155
- REY PASTOR, A. (1951): Estudio sismotectónico de la región Sureste de España. Inst. Geogr. y Catas. 1955.

- RIBA ARDERIU, O. (1983): La Cordillera Ibérica. In *Geología de España, Libro Jubilar de J.M. Ríos*. (IGME) T II, pp. 423-426
- RIBA ARDERIU, O. (1983): Las Islas Baleares en el marco geológico de la Cuenca Mediterránea occidental durante el terciario. *X Cong. Nac. de Sedim. Menorca, 1983*. Guía de excurs. pp. 5-20
- RINCÓN, R.; VILAS, L.; ARIAS, C.; GARCÍA QUINTANA, A.; MÁS, J.R.; ALONSO, A. y MELÉNDEZ, N. (1983): El Cretácico de las cordilleras intermedias y borde de la Meseta. In *Geología de España, Libro Jubilar de J.M. Ríos*. (IGME) T II, pp. 79-103
- RINGWOOD, A.E. (1969): Composition and evolution of the Upper Mantle. *The Earth's Crust and Upper Mantle*. Ed. Pembroke J. Hart. Am. Geoph. Union. Washington.
- RINGWOOD, A.E. (1975): Composition and petrology of the Earth's Mantle. *International series in the Earth and planetary sciences*. Ed. McGraw Hill. New York. pp. 38-41.
- RIOS, J.M. (1963): Materiales salinos del suelo español. *Mem. I.G.M.E.*, nº 64, 84 pp. 1 mapa E. 1:95.000
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977): Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. I Estratigrafía. *Bol. Geol. y Min.* 88 (3) pp. 183-214
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977): Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. II Tectónica. *Bol. Geol. y Min.* 88 (4) pp. 273-299
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1979): Geología e Hidrogeología del sector de Alcaraz-Liótor-Yeste (provincia de Albacete). Síntesis geológica de la Zona Prebética. *Tesis Doct. Univ. Granada*. Col. Mem. IGME 97, T 1 y 2 290 pp.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1983): Neotectónica relacionada con las estructuras diapíricas en el sureste de la Península Ibérica. *Tecniterrae*. "S-318" año IX, nº 51. pp. 14-30
- RONDEEL, H.G. and GAAG, P.v.d. (1986): A two stage diapiric event in the eastern prebetic. *Est. Geol.* 42. pp. 117-125
- ROSALES CALVO, F.; CARBO GOROSABEL, A. y CADAVID CAMIÑA, S. (1977): Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales. *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXVIII-VI (567-573) pp. 99-105
- RUIZ, V.; NUÑEZ, A. y COLODRÓN, I. (1979): Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España (serie MAGNA). Escala 1: 50.000 nº 768, Ayora. Inst. Geol. y Min. Serv. Publ. Minist. de Indust. y Energ.
- SÁEZ RIDRUEJO, C. y LOPEZ MARINAS, J.M. (1975): La edad del vulcanismo de Cofrentes (Valencia). *Tecniterrae*, 6. pp. 8-16
- SAGREDO, J. (1972): Enclaves peridotíticos encontrados en los afloramientos basálticos al NW de Cartagena. (prov. de Murcia). *Est. Geol.* 28, pp. 119-136.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1936): Estudio de las rocas eruptivas de España. Mem. Acad. Cien. Exac. Fis. y Nat. de Madrid. *Secc. Ciencias Naturales*. T. VI. Madrid.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983): La neotectónica de las Cordilleras Béticas. In *Geología de España, Libro Jubilar de J.M. Ríos*. (IGME) T II, pp. 469-487
- SIMON GOMEZ, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Rev. Teruel*, nº 69, pp. 21-98

- SIMON GOMEZ, J.L. (1984): Evolución de las depresiones interiores de la Cadena Ibérica Oriental en el marco compresivo-distensivo del Neógeno. *Com. I Congr. Geol. de España* 1984. Vol. 3 pp. 91-103.
- SMET, M.E.M.DE, (1984): Wrenching in the external zone of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Tectonophysics*, 107, pp. 57-79
- SOLE SABARÍS, L. (1983): Morfología general de la Península Ibérica. In *Geología de España*, Libro Jubilar de J.M. Ríos. (IGME) T II, pp. 589-613
- SOPENA, A.; VIRGILL, C.; ARCHE, A.; RAMOS, A. y HERNANDO, S. (1983): El Triásico. In *Geología de España*, Libro Jubilar de J.M. Ríos. (IGME) T II, pp. 47-61
- TERÁN, M. DE; SOLE SABARÍS, L. Y VILÁ VALENTÍ, J. (1987): *Geografía regional de España*. Ed. ARIEL, Barcelona.
- TORNE, M. y BANDA, E. (1988): Estructura profunda de la Corteza en la transversal Cuenca del Ebro - Cuenca Subbalea a partir de datos gravimétricos y sísmicos. *Com. Congr. Geol. de España* 1988. Vol. 2 pp. 231-234
- TORNE, M.; PASCAL, G.; BUHL, P.; WATTS, A.B. and MAUFFRET, A. (1992): Crustal and velocity structure of the Valencia trough (western Mediterranean), Part I. A combined refraction/wide-angle reflection and near-vertical reflection study. *Tectonophysics*, 203. pp. 1-20
- UCHUPI, E. (1988): The Mesozoic-Cenozoic geologic evolution of Iberia, a tectonic link between Africa and Europe. *Rev. Soc. Geol. España*, 1. pp. 257-294
- UDIAS A. y BUFORN, E. (1985): Mecanismo focal de los terremotos y sismotectónica del área Ibero-Mogrebí. In UDIAS, A.; MUÑOZ, D. y BUFORN, E.: "*Mecanismo de los terremotos y tectónica*" Ed. Univ. Compl. Madrid.
- VEGAS, R. (1985): Tectónica del área Ibero-Mogrebí. In UDIAS, A.; MUÑOZ, D. y BUFORN, E.: "*Mecanismo de los terremotos y tectónica*" Ed. Univ. Compl. Madrid.
- VEGAS, R. (1992): The Valencia trough and the origin of the western Mediterranean basins. *Tectonophysics*, 203, pp. 249-261.
- VEGAS, R. y BANDA, E. (1982): Tectonic Framework and Alpine Evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, 4, pp. 320-343
- VERA, J.A. (1981): Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. In *Progr. Int. Correl. Geol. P.I.C.G.* Real Acad. Cienc. Exac. Fís. Nat. 2, pp. 129-160
- VERA, J.A. (1983): La Cordillera Bética. Las Zonas Externas. In *Geología de España*, Libro Jubilar de J.M. Ríos. (IGME) T II, pp. 218-251
- VERA, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el margen Ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*. 1, (3-4) pp. 375-391.
- VERA, J.A.; GARCÍA HERNÁNDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; COMAS, M.C.; RUIZ ORTIZ, P.A. y MARTIN ALGARRA, A. (1982): El Cretácico de las Cordilleras Béticas. In *El Cretácico de España*. Ed. Univ. Compl. de Madrid. pp. 515-630
- VERHEIJEN, P.J.T. y AJAKAIYE, D.E. (1980): Analysis of errors in barometric elevations in northern Nigeria. *Geophysics*, vol. 45, nº 47, pp. 1144-1152
- VIALARD, P. (1973): Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique sudoccidentale.

Tes. Doc. Trav. du Lab. de Géol. Médit. Associe au C.N.R.S. Univ. Paul Sabatier. Toulouse. 445 pp.

VIALARD, P. (1977): Plissements superposés homoaxiaux dans la Chaîne Ibérique méridionale, a l'Ouest de Valencia (Espagne). *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.* 2. pp. 92-94

VIALARD, P. (1979): La Chaîne Iberique: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogénese alpine. *C. R. Ac. Sc. Paris.* 289. pp. 65-68

VIALARD, P. (1980): Les Iberides (Chaînes Iberique et Catalane): interpretation de la fracturation majeure fini-oligocene. *C. R. Ac. Sc. Paris.* 291. pp. 873-876.

VIALARD, P. (1982): Les virgations de la Chaîne Ibérique: déformation rotatonnelle en régime de cisaillement par décrochement. *C. R. Ac. Sc. Paris.* 295. pp. 765-768.

VIALARD, P. (1983) a: Les bassins sédimentaires mésozoïques des Ibérides. (Espagne): hypothèse sur les mécanismes d'ouverture. *C. R. Ac. Sc. Paris.* 297. pp. 529-532.

VIALARD, P. (1983) b: Le décollement de couverture dans la Chaîne Ibérique méridionale (Espagne): effet de raccourcissements différentiels entre substratum et couverture. *Bull. Soc. Géol. France.* (7), T. XXV, n° 3. pp. 379-387.

VIALARD, P. (1985): Ibérides et Ibérie: un exemple de relations entre tectogénese intracontinentale et tectonique des plaques. *C. R. Ac. Sc. Paris.* 300, sr. II, n° 6. pp. 217-222.

VIALARD, P. (1989): Décollement de couverture et décollement médio-crustal dans une chaîne intraplaque: variations verticales du style tectonique des Ibérides (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France.* (8), T. V, n° 5. pp. 913-918.

VILAS, L. : ARIAS, C.; ELIZAGA, E.; GARCÍA DE DOMINGO, A. y LÓPEZ-OLMEDO, F. (1982) a): Consideraciones sobre el Cretácico Inferior de la zona de Jumilla-Yecla. *Cuad. Geol. Iber.* Vol. 8. pp. 635-649.

VILAS, L.; MAS, R.; GARCÍA, A.; ARIAS, C.; ALONSO, A.; MELENDEZ, N. y RINCON, R. (1982) b): Ibérica Surcoccidental. In *El Cretácico de España*. cap. 8. pp. 457-509. Ed. Univ. Compl. Madrid.

VILLAR GALICIA, M^a VICTORIA (1989): El Triásico del Sector Alpera-Montealegre del Castillo (Albacete). *Inst. Est. Albac.* 189 pp. Albacete.

VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A. y HERNANDO, S. (1977): Problemas de la cronoestratigrafía del Triás en España. *Cuad. Geol. Ibér.* 4. pp. 57-88

VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A.; ARCHE, A. y HERNANDO, S. (1983): El relleno posthercínico y el comienzo de la sedimentación mesozoica. In *Geología de España*, Libro Jubilar de J.M. Ríos. (IGME) T II, pp. 25-35

WOOLLARD, G.P. (1959): Crustal structure from gravity and seismic measurements. *Journ. Geoph. Res.* Vol. 64, n° 10. pp. 1521-1544.

WOOLLARD, G.P. (1969) a): Standardization of gravity measurements. *The Earth's Crust and Upper Mantle.* pp. 283-293 Ed. Pembroke J. Hart. Am. Geoph. Union. Washington.

WOOLLARD, G.P. (1969) b): Regional variations in gravity. *The Earth's Crust and Upper Mantle.* pp. 320-341 Ed. Pembroke J. Hart. Am. Geoph. Union. Washington.

WOOLLARD, G.P. and STRANGE, W.E. (1962): cita in :

DEMENTITSKAYA, R.M. and BELYAEVSKY, N.A. (1969): The relation between the Earth's crust, surface relief, and gravity field in the U.S.S.R. in RINGWOOD, A.E. (1969): *The Earth's Crust and Upper Mantle*. Ed. Pembroke J. Hart. Am. Geoph. Union. Washington.

WORZEL, J.L. and SHURBET, G.L. (1955):

cita in : DEMENTITSKAYA, R.M. and BELYAEVSKY, N.A. (1969): The relation between the Earth's crust, surface relief, and gravity field in the U.S.S.R. in RINGWOOD, A.E. (1969): *The Earth's Crust and Upper Mantle*. Ed. Pembroke J. Hart. Am. Geoph. Union. Washington.

ZEYEN, H.J.; BANDA, E.; GALLART, J. and ANSORGE, J. (1985): A wide angle seismic reconnaissance survey of the crust and upper mantle in the Celtiberian Chain of eastern Spain. *Earth Planet Sc. Lett.* 75, 393-402.

ANEXO I

LOCALIZACION DE LAS BASES

MAPA DE SITUACIÓN DE LAS BASES DE LA RED GRAVIMETRICA NACIONAL EN EL SE ESPAÑOL.

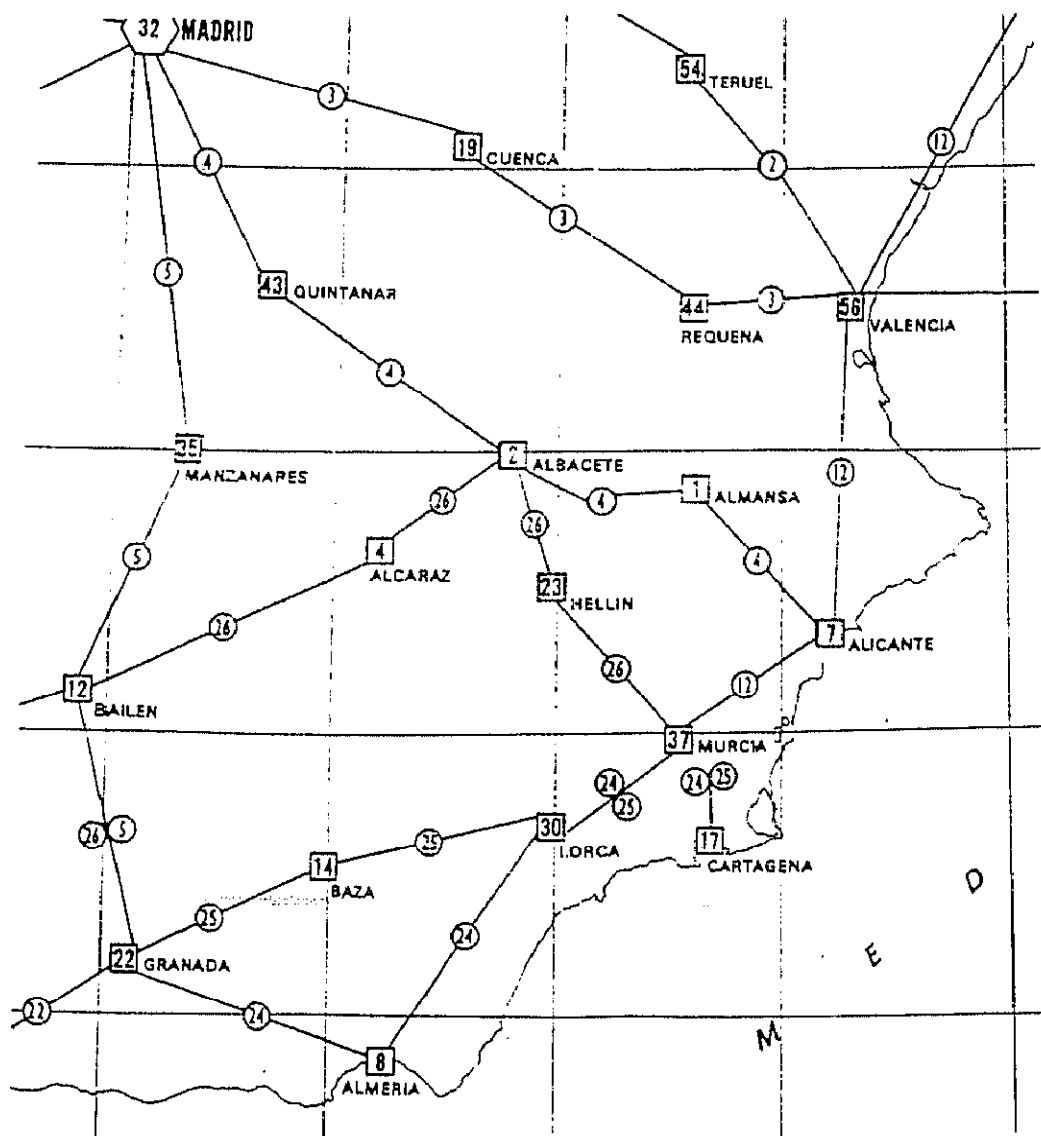
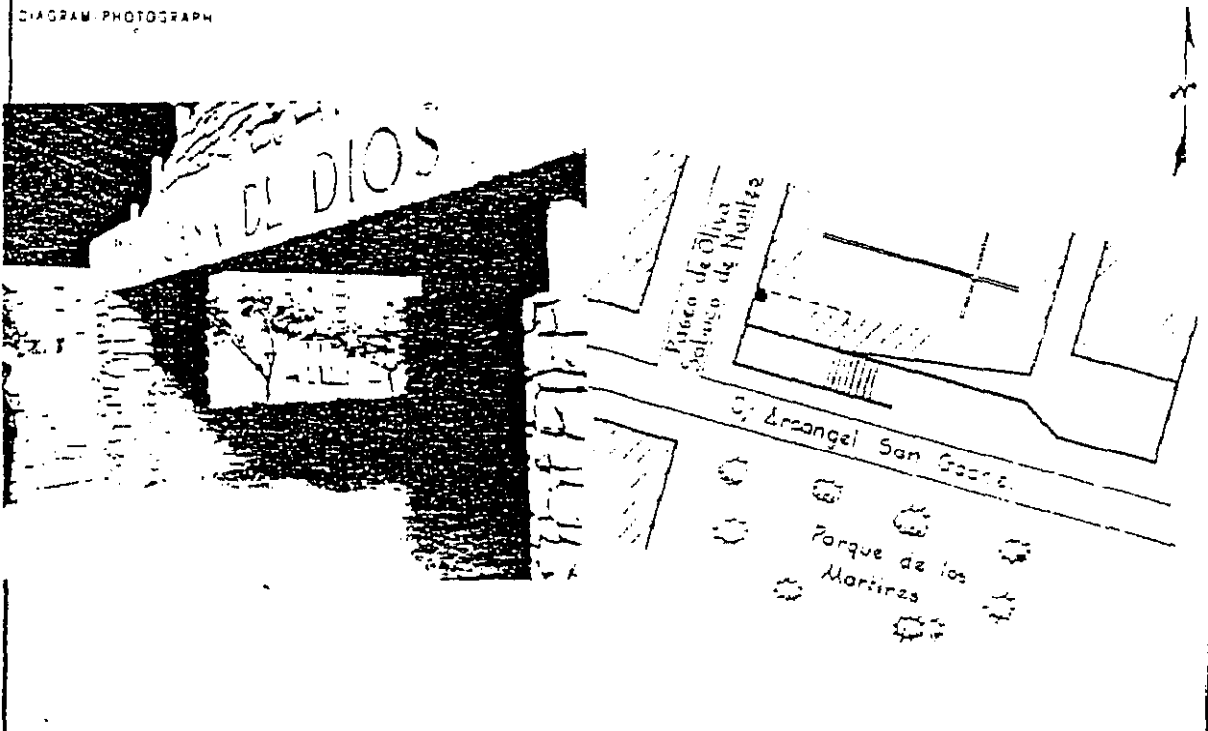


FIG. 1-1.

FICHA DE LOCALIZACION DEL I.G.N. DE LA BASE GRAVIMETRICA NACIONAL EN ALBACETE.

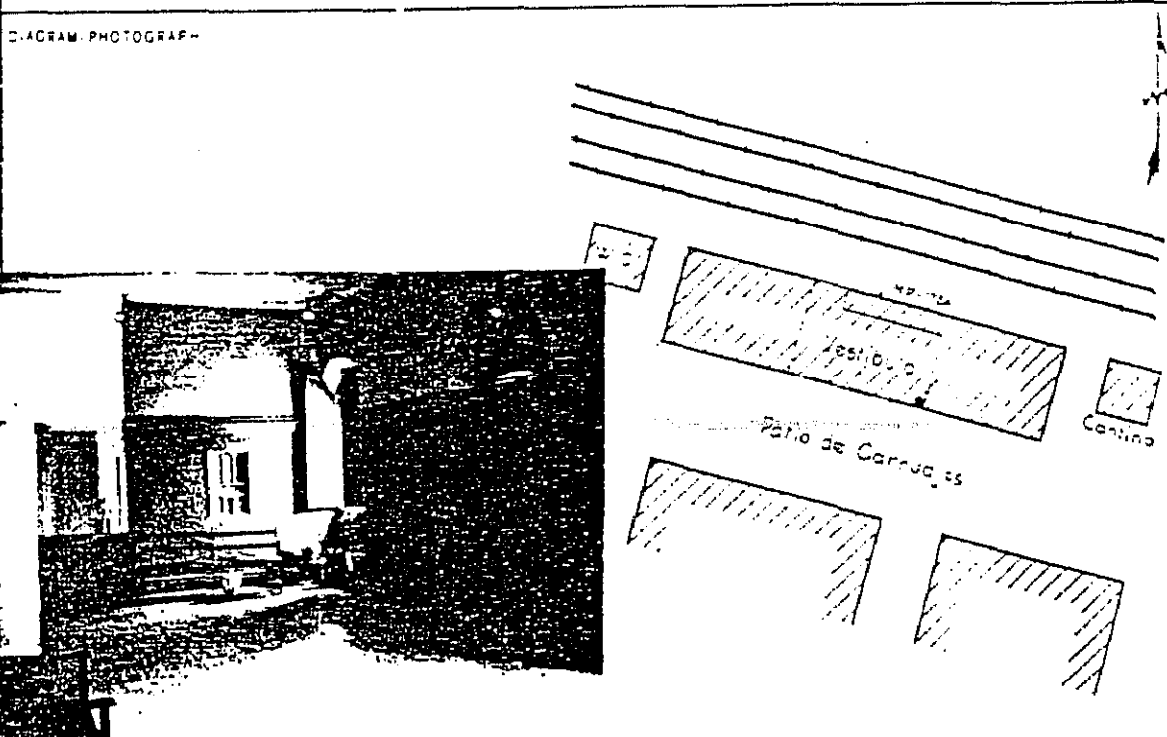
GRAVITY STATION DESCRIPTION	STATION TYPE Base Nacional	STATION DESIGNATION Albacete B
COUNTRY España	STATE PROVINCE Albacete	CITY Albacete
LATITUDE 38° 59' 20	LONGITUDE - 1° 51' 30	ELEVATION 680,0 m.
GRAVITY STATION MARK Chapa metálica	AGENCY SOURCE	INSCRIPTION B.G.
POSITION REFERENCE Mapa	POSITION SOURCE IGC	SOURCE DESIGNATION 1:50.000 hoja 790
ELEVATION REFERENCE Mapa	ELEVATION SOURCE IGC	SOURCE DESIGNATION 1:50.000 hoja 790
POSITION/ELEVATION REMARKS		
DESCRIPTION En la Iglesia de los Filisenses, de nueva construcción, junto al rincón que forman un muro que da al paseo de Oliva Sabuco de Nantes y la fachada que empieza en el lateral izquierdo de la puerta principal		
DIAGRAM PHOTOGRAPH		
		
DATE OF PHOTO 20-5-73		
DESCRIBED/RECOVERED BY García Riera	AGENCY IGC	DATE 20-5-73

TPC FORM 115-29
MAY 70

REPLACES TEST EDITION, AUG 69, WHICH IS OBSOLETE

FIG. 1-2.

FICHA DE LOCALIZACIÓN DEL I.G.N. DE LA BASE GRAVIMÉTRICA NACIONAL DE HELLÍN.

GRAVITY STATION DESCRIPTION	STATION TYPE Base Nacional	STATION DESIGNATION Hellin B
COUNTRY España	STATE, PROVINCE Albacete	CITY Hellin
LATITUDE 38° 30' 50	LONGITUDE - 1° 41' 30	ELEVATION 550,0 m.
GRAVITY STATION MARK Chapa metálica	AGENCY SOURCE	INSCRIPTION B.G.
POSITION REFERENCE Mapa	POSITION SOURCE IGC	SOURCE DESIGNATION 1:50.000 hoja 843
ELEVATION REFERENCE Nivelación Precisión	ELEVATION SOURCE IGC	SOURCE DESIGNATION NP-1.724
POSITION - ELEVATION REMARKS La estación gravimétrica, a unos 8 m. al Sur-Este y 0,34 m. por debajo de la señal de nivelación de precisión		
DESCRIPTION En el vestíbulo de la Estación de F.C. de Hellin en el rincón de la derecha según se entra que forma la "fachada" Sur (que da a la calle) y un tabique que tiene una pequeña ventana para equipajes, debajo de la ventana que da al patio de carruajes.		
DIAGRAM - PHOTOGRAPH		
		
DATE OF PHOTO 20-5-73		
DESCRIBED/RECOVERED BY García Riera	AGENCY IGC	DATE 20-5-73

TPC FORM 115-29
MAY 70

REPLACES TEST EDITION, AUG 69, WHICH IS OBSOLETE

FIG. 1-3.

BASE GRAVIMETRICA NUM. 743-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 743

PROVINCIA DE ALBACETE

LONGITUD U.T.M.: 610201

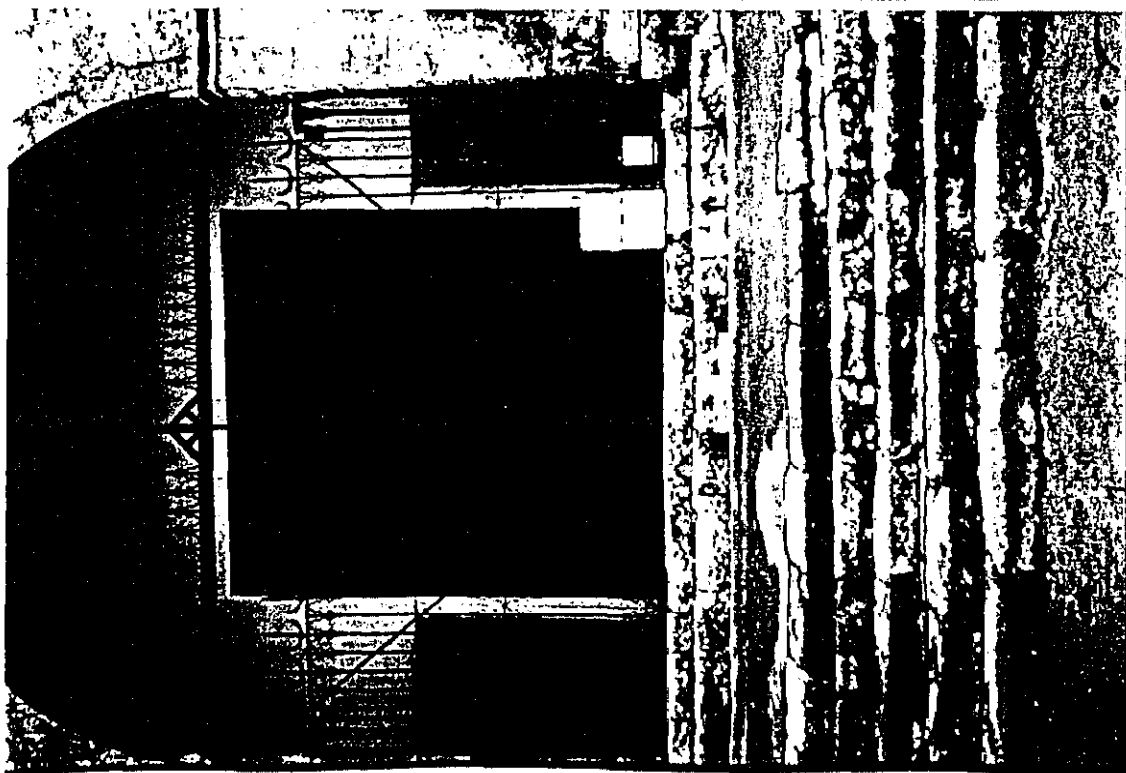
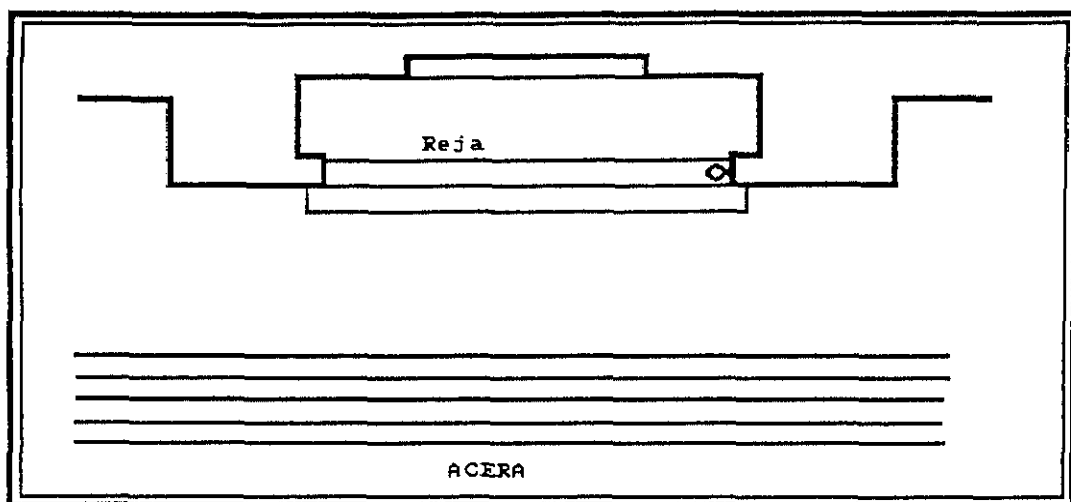
LATITUD U.T.M.: 4341427

COTA TOPOGRÁFICA (m): 666

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97990.171

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: MAHORA.

Verja puerta Iglesia parroquial.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 744-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 744

PROVINCIA DE ALBACETE

LONGITUD U.T.M.: 631940

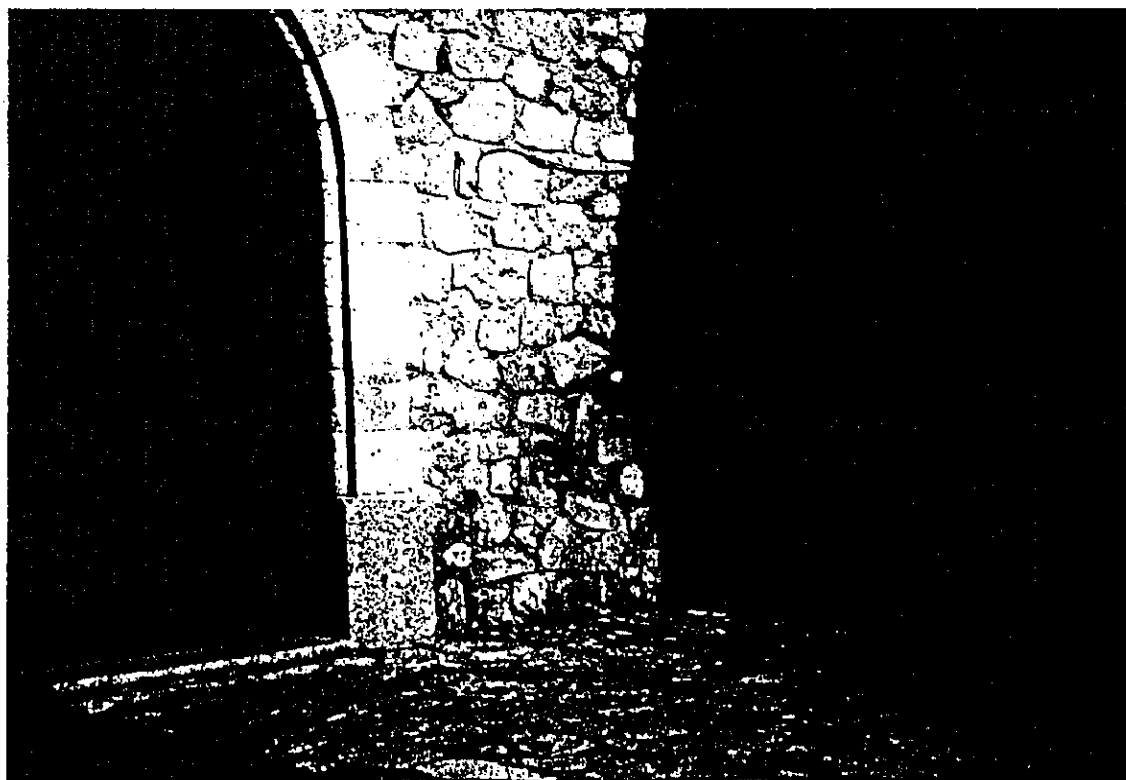
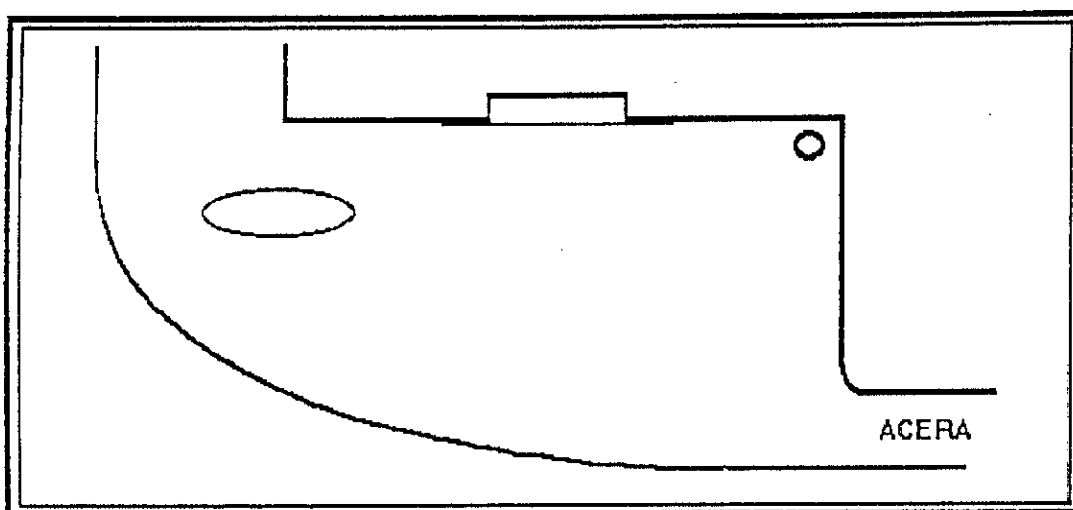
LATITUD U.T.M.: 4349913

COTA TOPOGRÁFICA (m): 709

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97990.634

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: CASAS IBÁÑEZ.

Esquina NE frontal Iglesia parroquial



BASE GRAVIMETRICA NUM. 744-1

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 744

PROVINCIA DE ALBACETE

LONGITUD U.T.M.: 655708

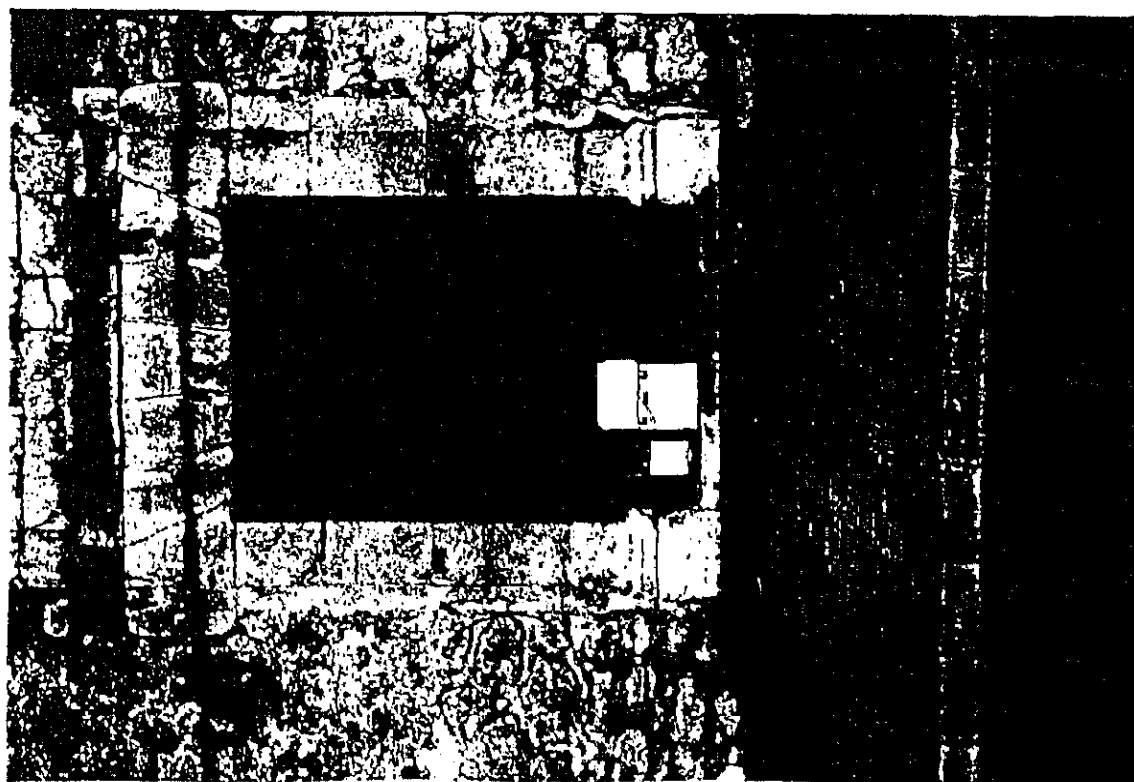
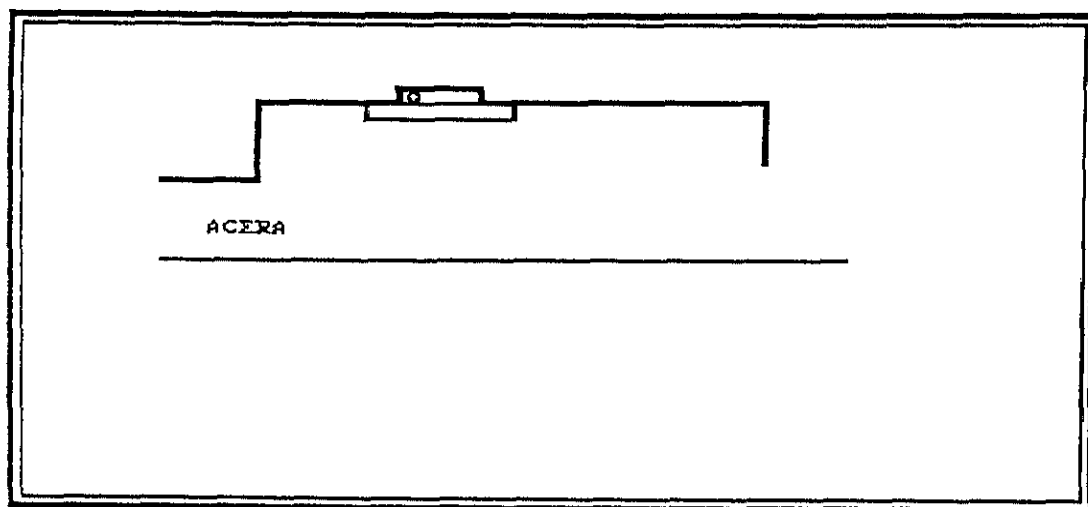
LATITUD U.T.M.: 4347903

COTA TOPOGRÁFICA (m): 749

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97991.465

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: BALSA DE VES.

Dintel puerta Iglesia parroquial.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 745-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 745

PROVINCIA DE VALENCIA

LONGITUD U.T.M.: 667347

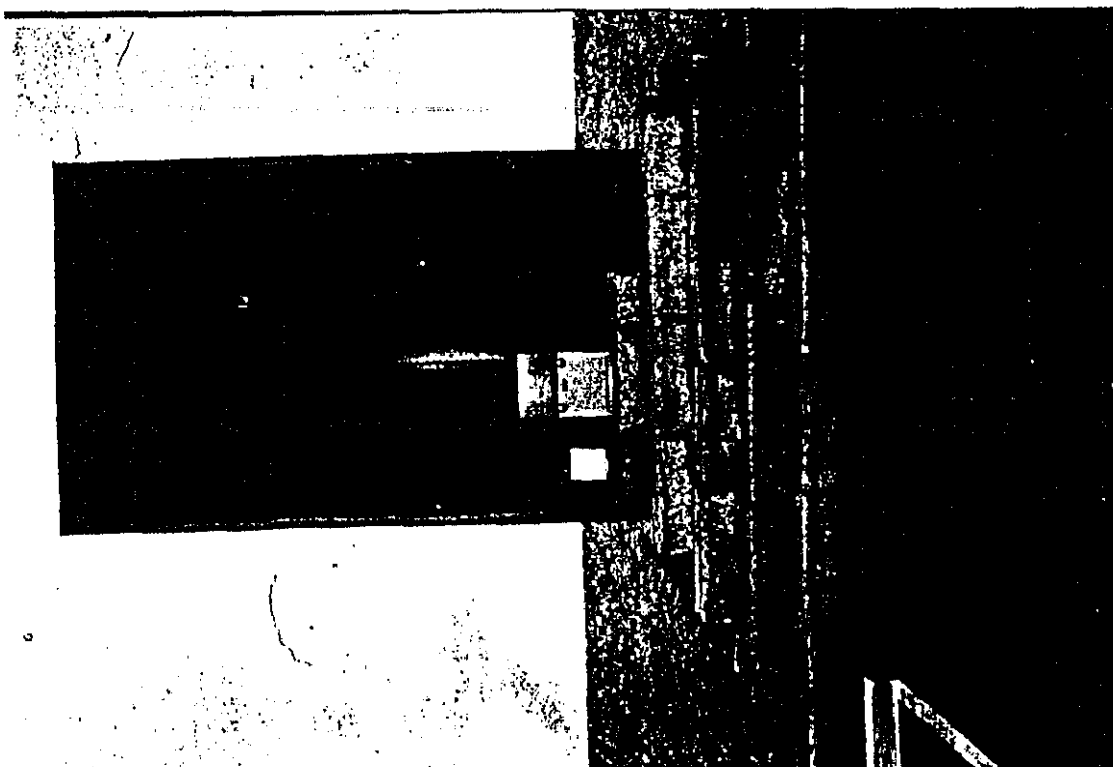
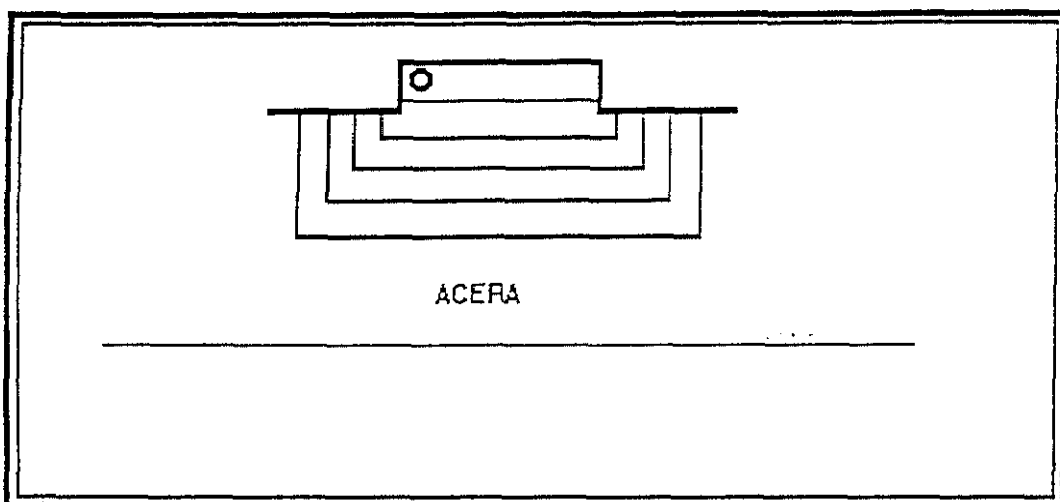
LATITUD U.T.M.: 4344323

COTA TOPOGRÁFICA (m): 394

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97997.902

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: COFRENTES.

Dintel puerta Iglesia parroquial.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 766-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 766

PROVINCIA DE ALBACETE

LONGITUD U.T.M.: 624833

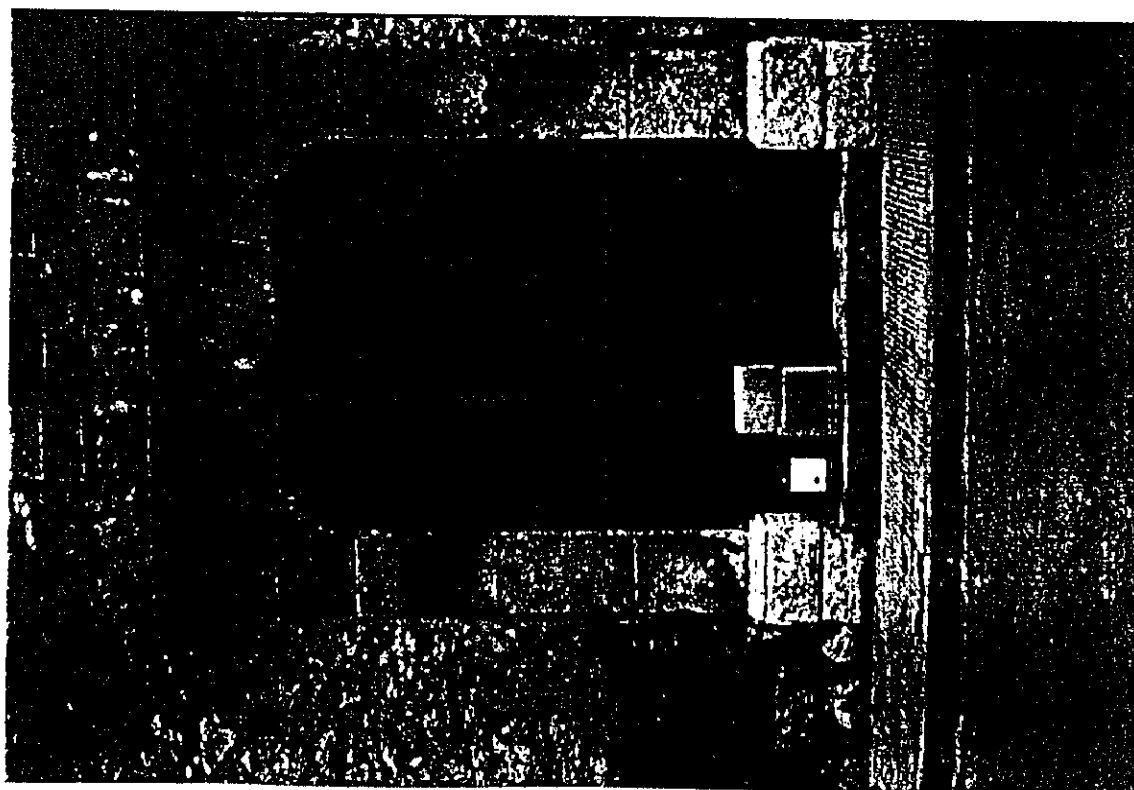
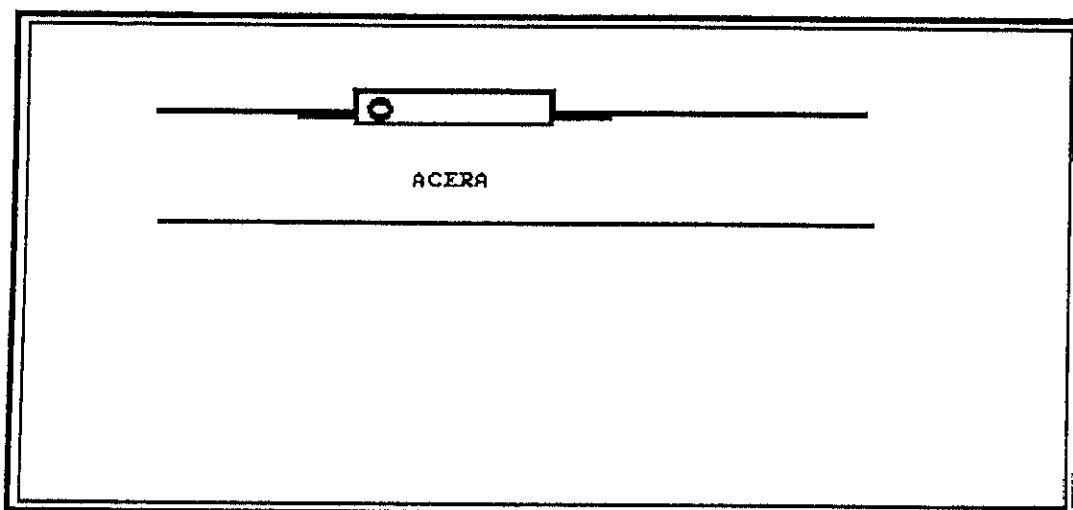
LATITUD U.T.M.: 4329306

COTA TOPOGRÁFICA (m): 705

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97989.992

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: CASAS DE JUAN NUÑEZ.

Dintel puerta Iglesia parroquial.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 767-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 767

PROVINCIA DE ALBACETE

LONGITUD U.T.M.: 641862

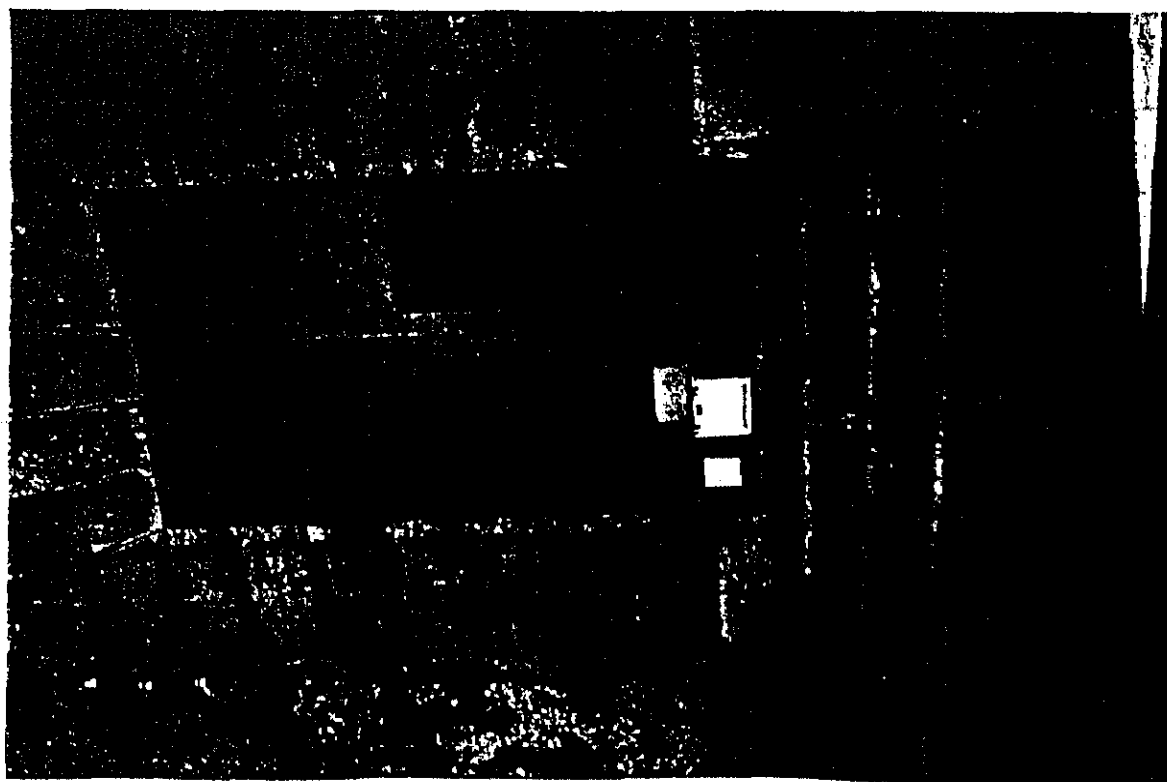
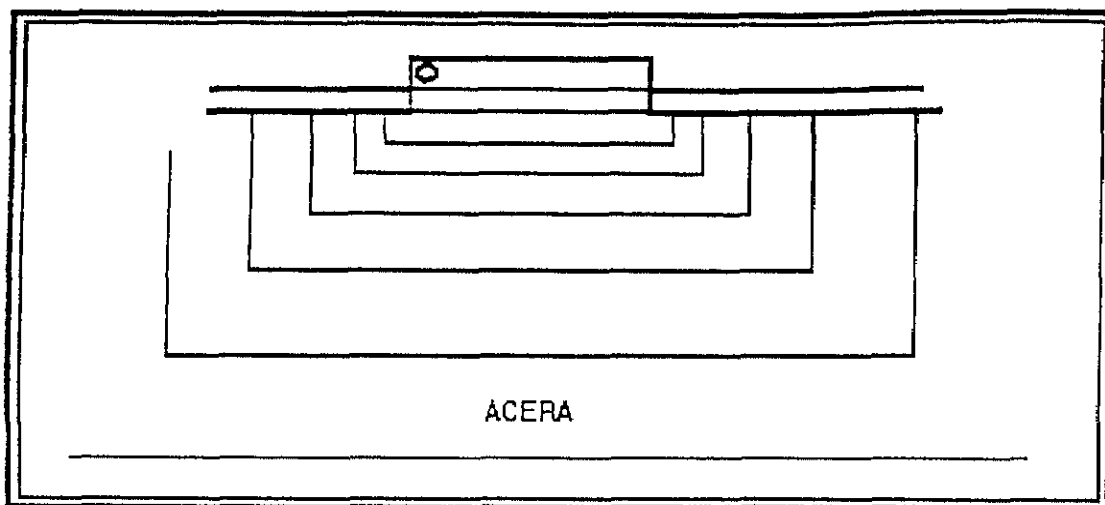
LATITUD U.T.M.: 4328806

COTA TOPOGRÁFICA (m): 863

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97987.783

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: ALATOZ

Dintel puerta Iglesia parroquial.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 768-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 768

PROVINCIA DE VALENCIA

LONGITUD U.T.M.: 666700

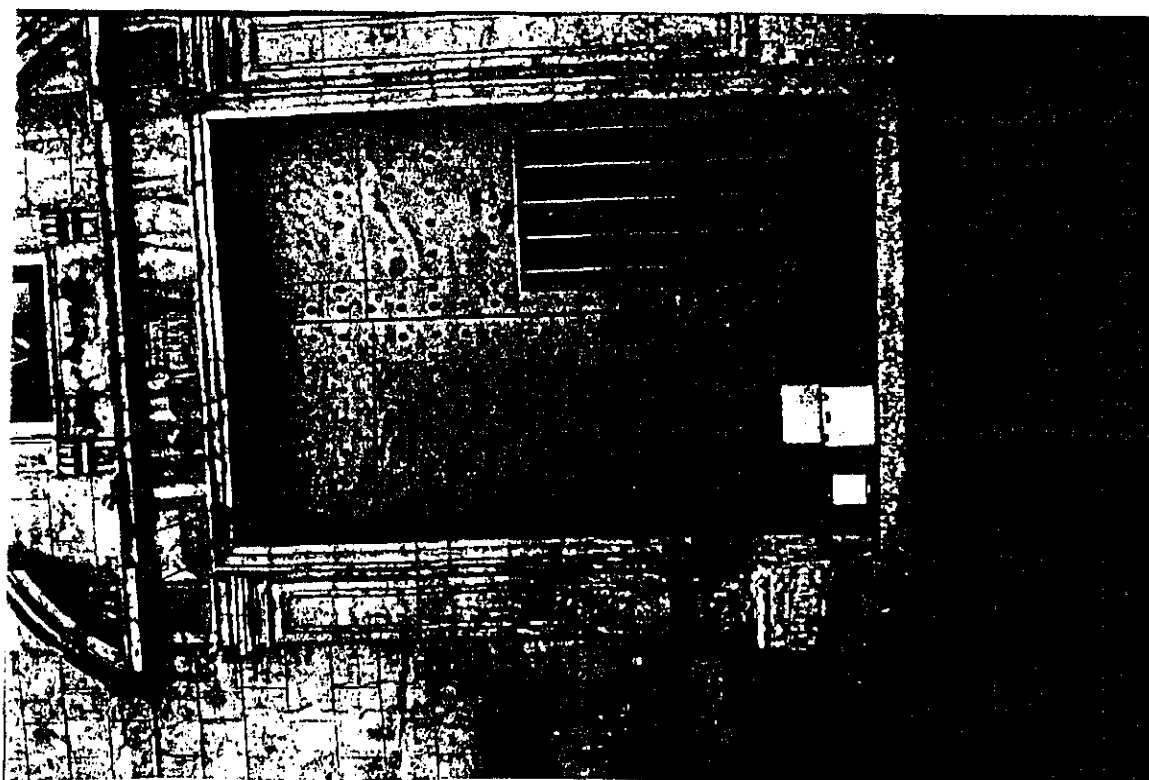
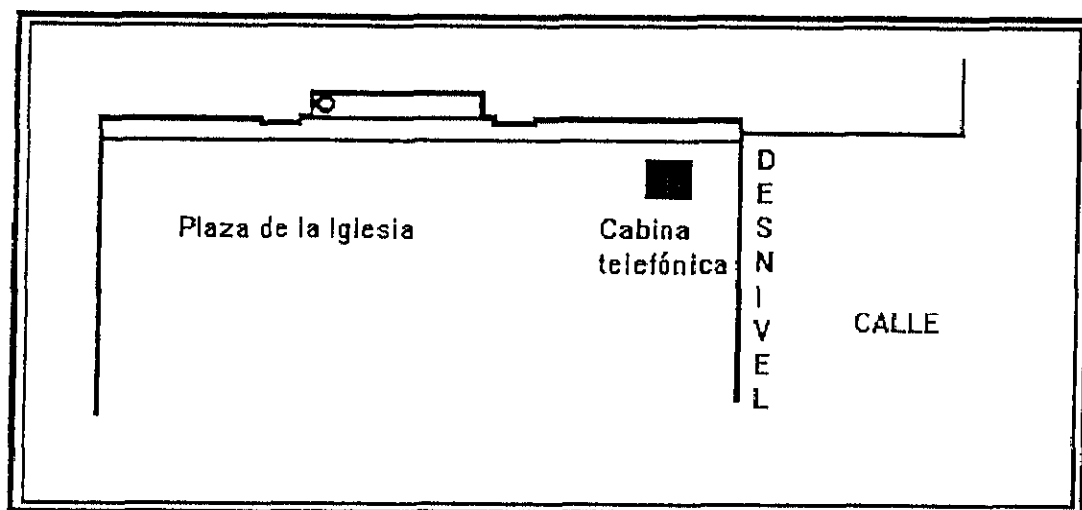
LATITUD U.T.M.: 4334172

COTA TOPOGRÁFICA (m): 589

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97993.244

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: JARAFUEL

Dintel puerta Iglesia parroquial.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 768-1

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 768

PROVINCIA DE VALENCIA

LONGITUD U.T.M.: 668277

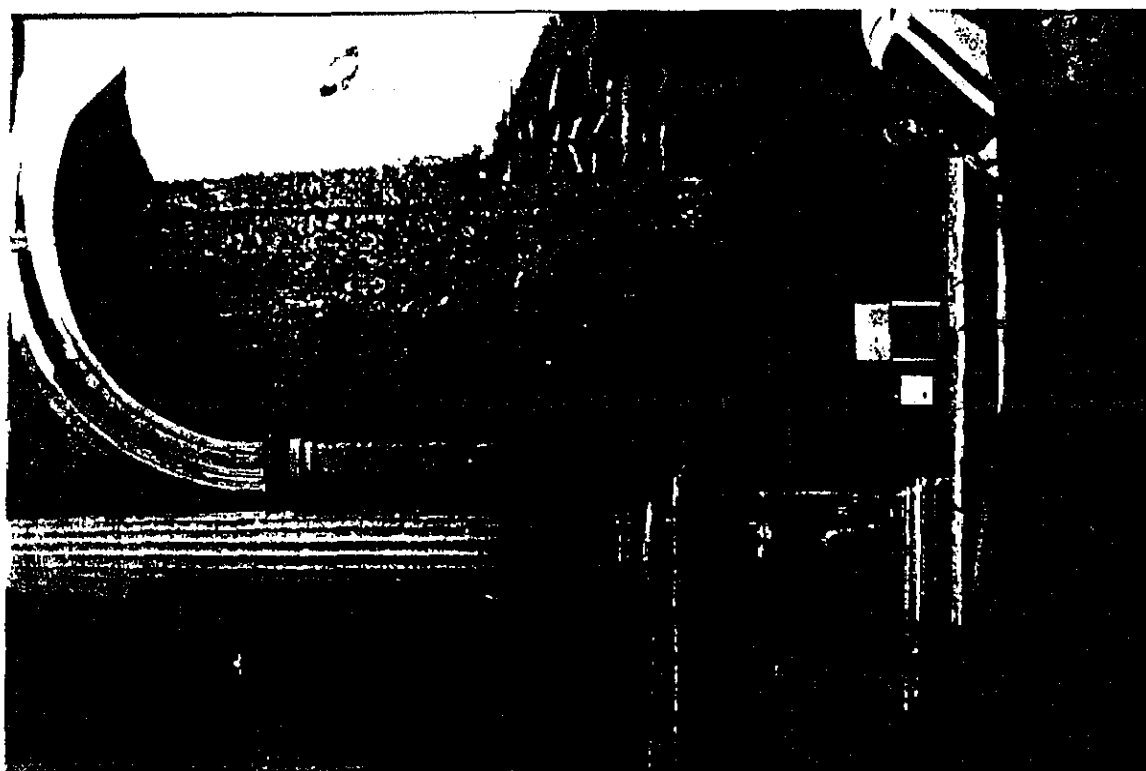
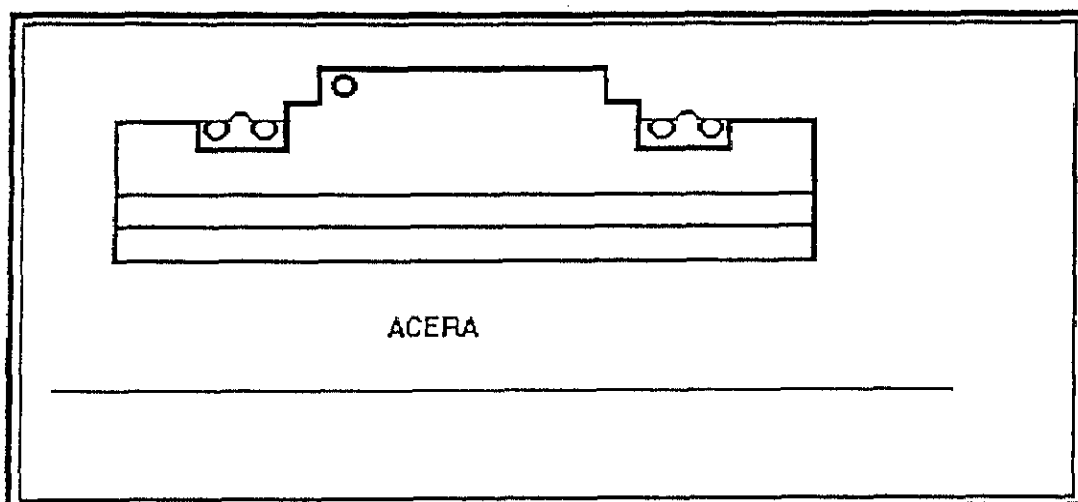
LATITUD U.T.M.: 4325418

COTA TOPOGRÁFICA (m): 600

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97992.819

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: AYORA.

Dintel puerta Iglesia parroquial.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 790-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 790

PROVINCIA DE ALBACETE

LONGITUD U.T.M.: 599070

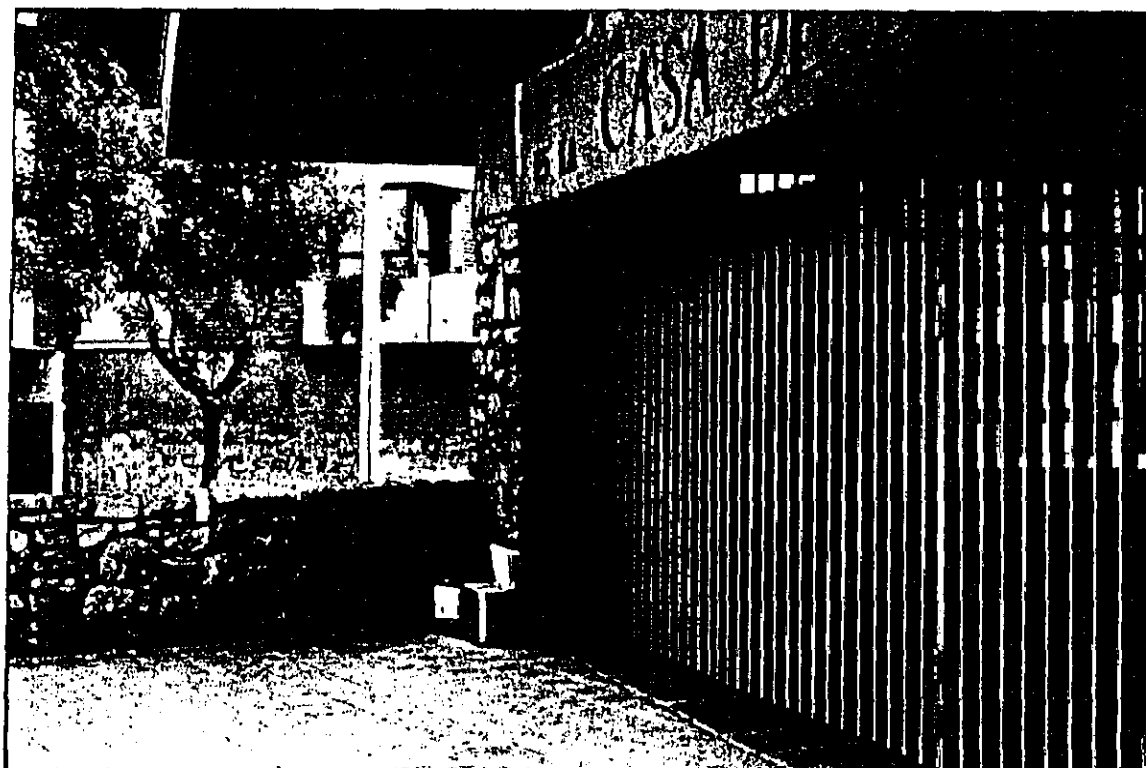
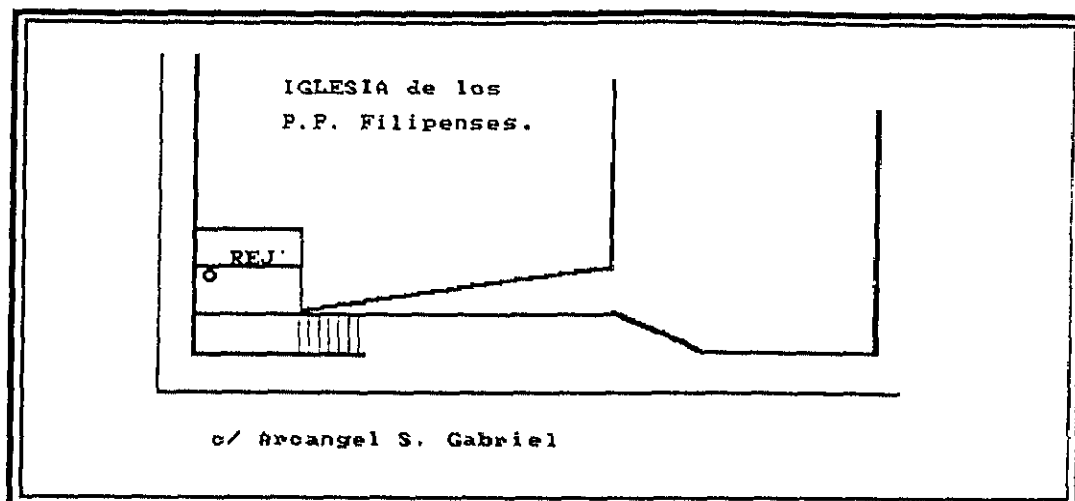
LATITUD U.T.M.: 4316080

COTA TOPOGRÁFICA (m): 680

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97988.594

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: ALBACETE.

Verja puerta Iglesia P.P. Filipenses.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 791-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 791

PROVINCIA DE ALBACETE

LONGITUD U.T.M.: 613256

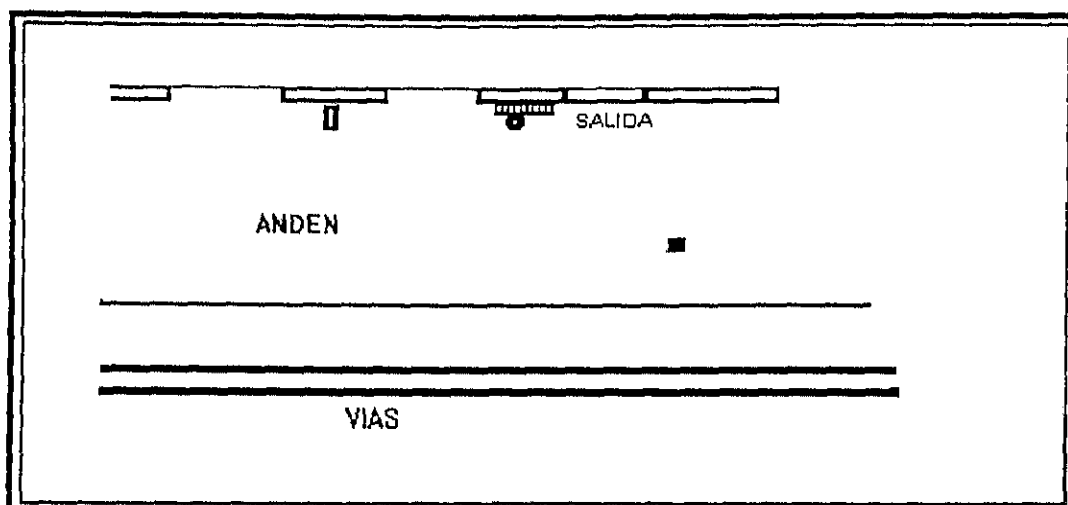
LATITUD U.T.M.: 4307117

COTA TOPOGRÁFICA (m): 826.7

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97985.915

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: ESTACION DE CHINCHILLA.

Andén de la Estación de ferrocarril. Al pie de la placa
de nivelación topográfica.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 792-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 792

PROVINCIA DE ALBACETE

LONGITUD U.T.M.: 643398

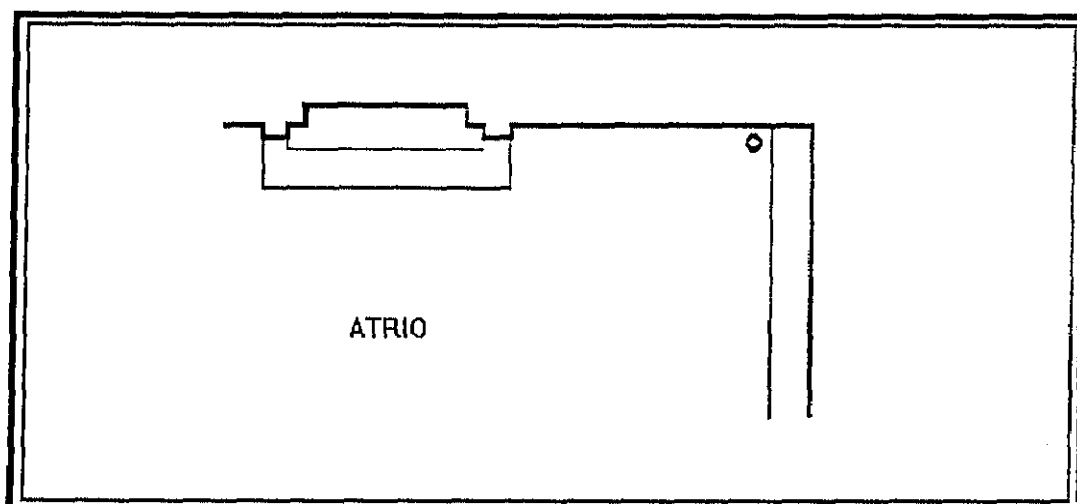
LATITUD U.T.M.: 4303812

COTA TOPOGRÁFICA (m): 890

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97985.554

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: BONETE.

Esquina E del frontal de la Iglesia de S. Juan Bautista.



BASE GRAVIMETRICA NUM.792-1

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 792

PROVINCIA DE ALBACETE

LONGITUD U.T.M.: 653384

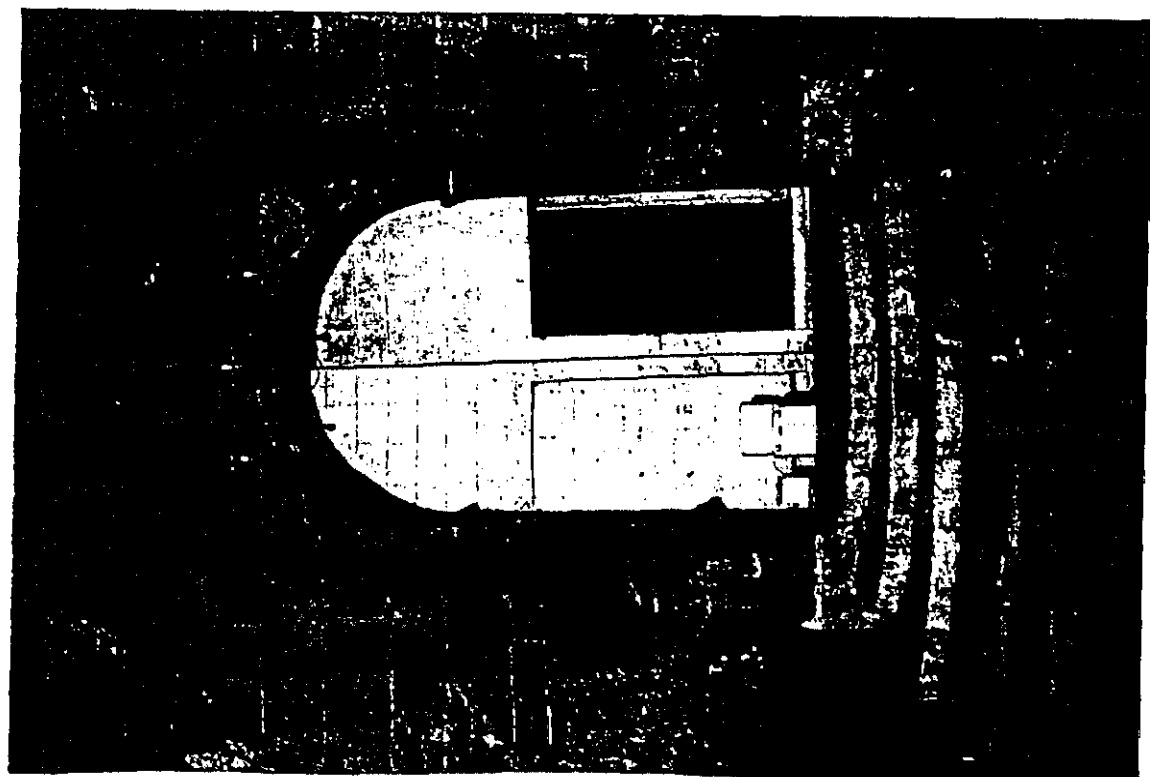
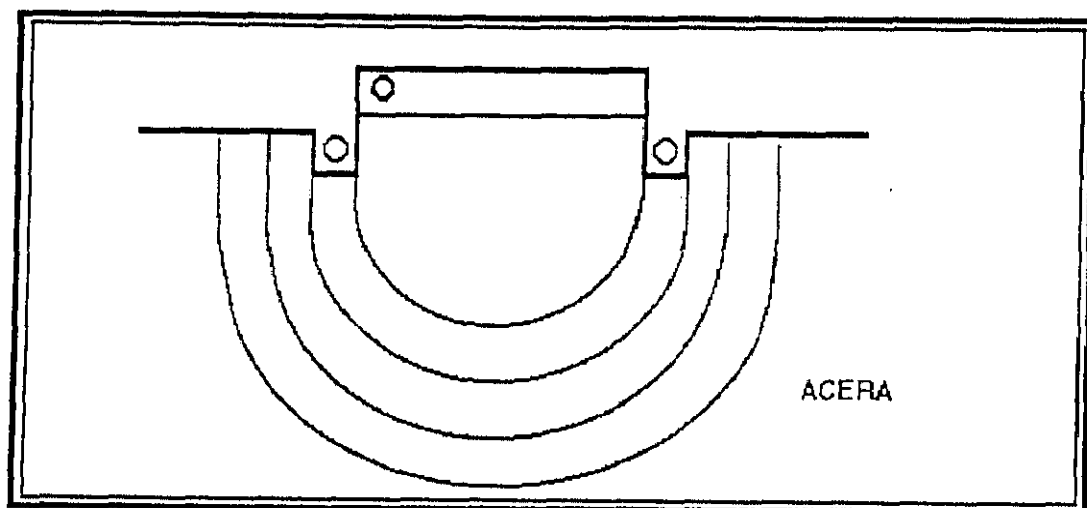
LATITUD U.T.M.: 4314020

COTA TOPOGRÁFICA (m): 854.7

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97986.302

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: ALPERA.

Dintel puerta Iglesia parroquial.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 793-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 793

PROVINCIA DE ALBACETE.

LONGITUD U.T.M.: 665458

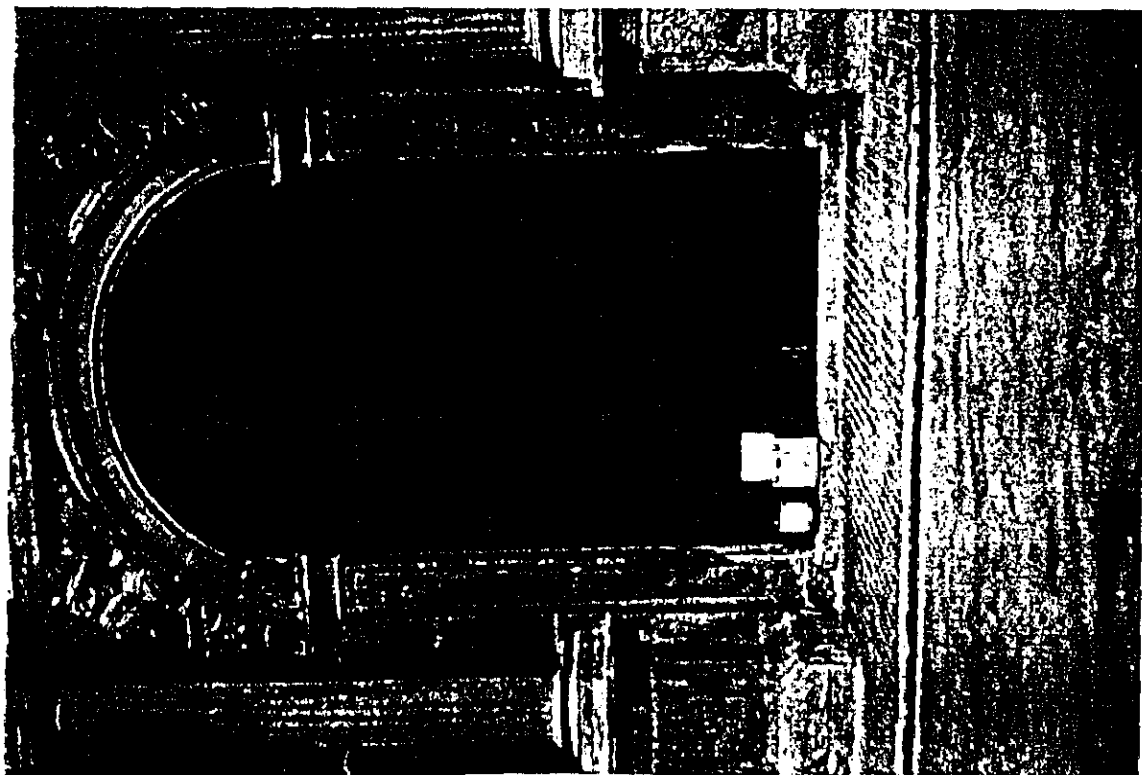
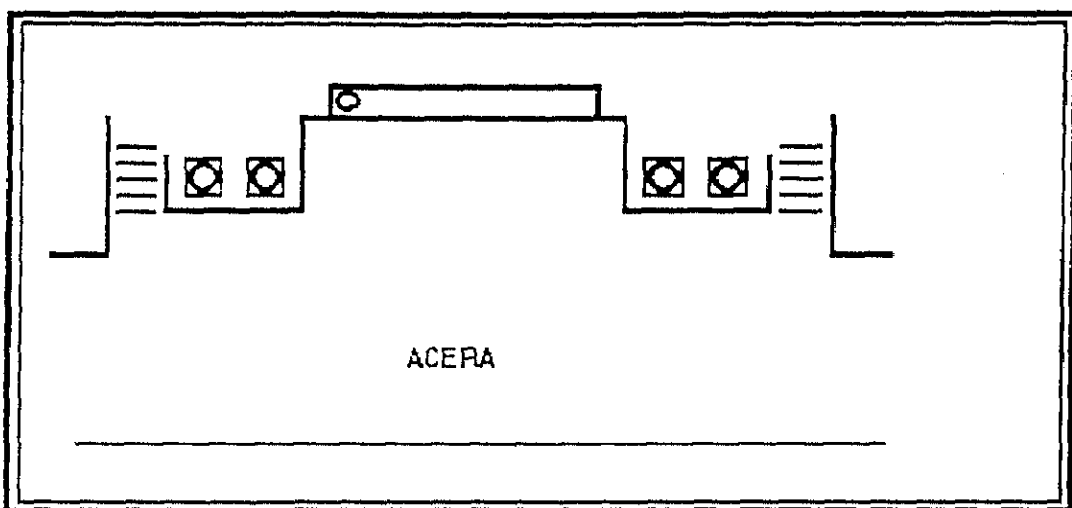
LATITUD U.T.M.: 4304257

COTA TOPOGRÁFICA (m): 685

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97988.537

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: ALMANSA.

Dintel puerta Iglesia Mayor.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 817-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 817

PROVINCIA DE ALBACETE.

LONGITUD U.T.M.: 625391

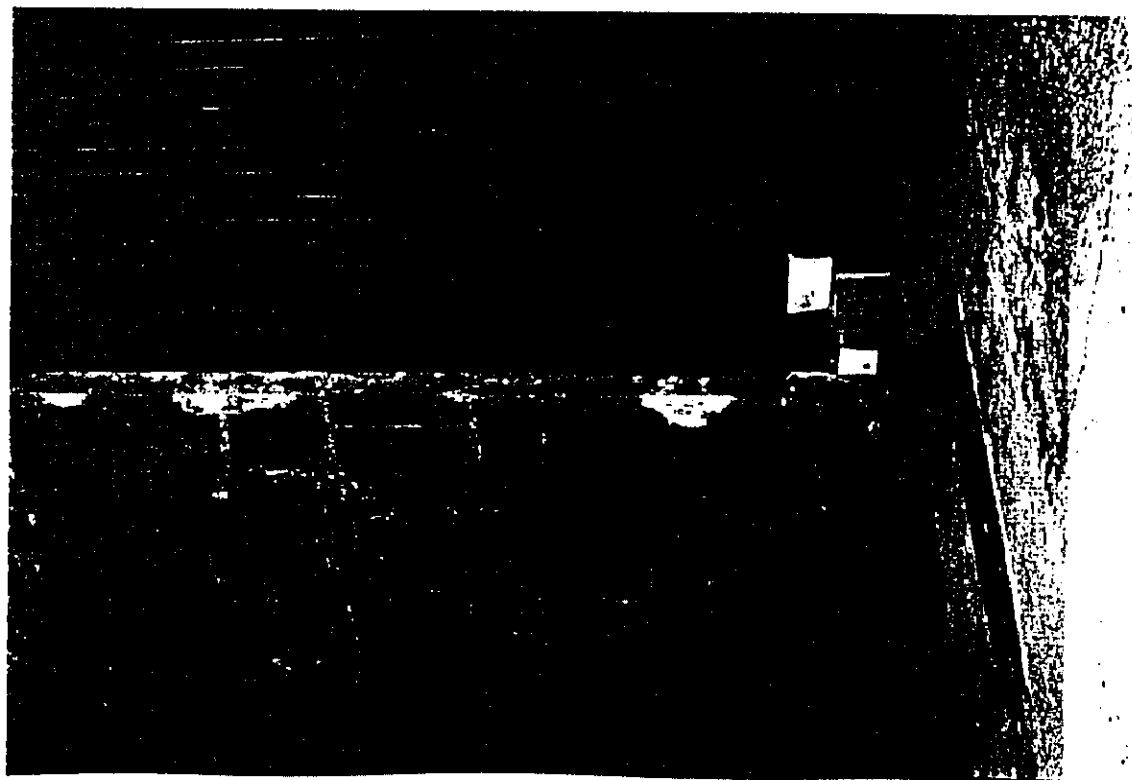
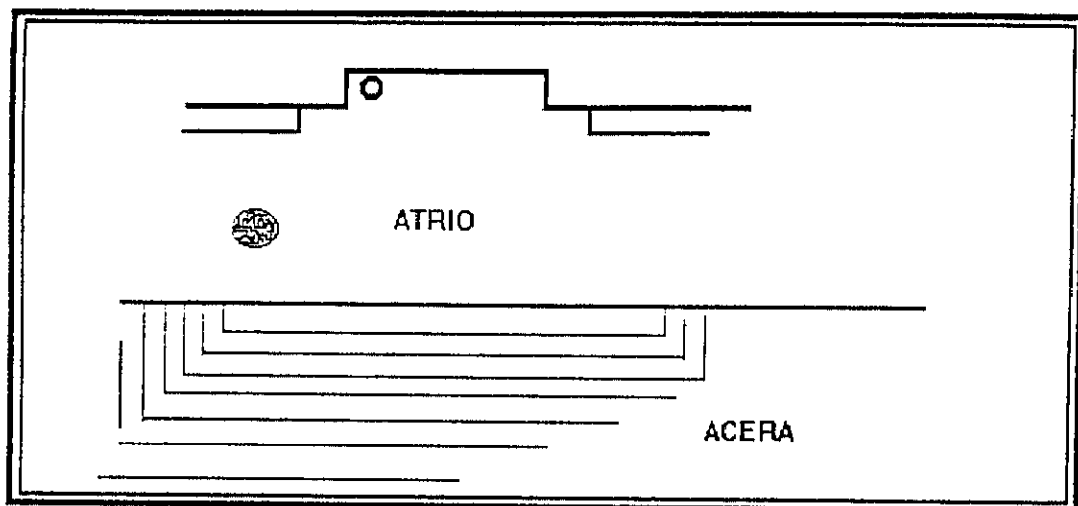
LATITUD U.T.M.: 4298616

COTA TOPOGRÁFICA (m): 874.68

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97985.119

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: PETROLA.

Dintel puerta Iglesia parroquial.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 817-1

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 817

PROVINCIA DE ALBACETE.

LONGITUD U.T.M.: 610881

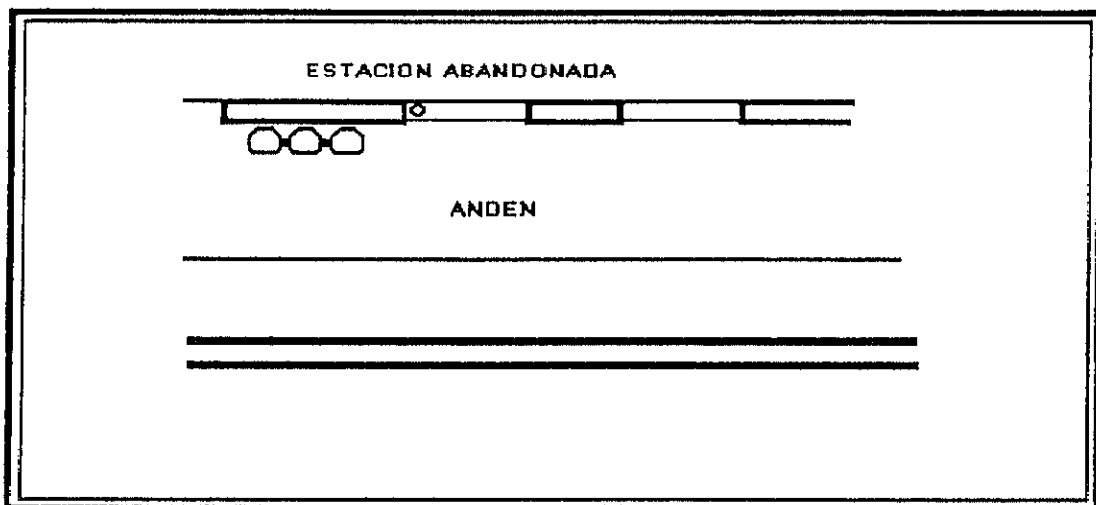
LATITUD U.T.M.: 4296076

COTA TOPOGRÁFICA (m): 803

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97985.275

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: POZO CAÑADA.

Andén Estación de Ferrocarril. Dintel puerta
sala de espera.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 818-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 818

PROVINCIA DE ALBACETE.

LONGITUD U.T.M.: 636489

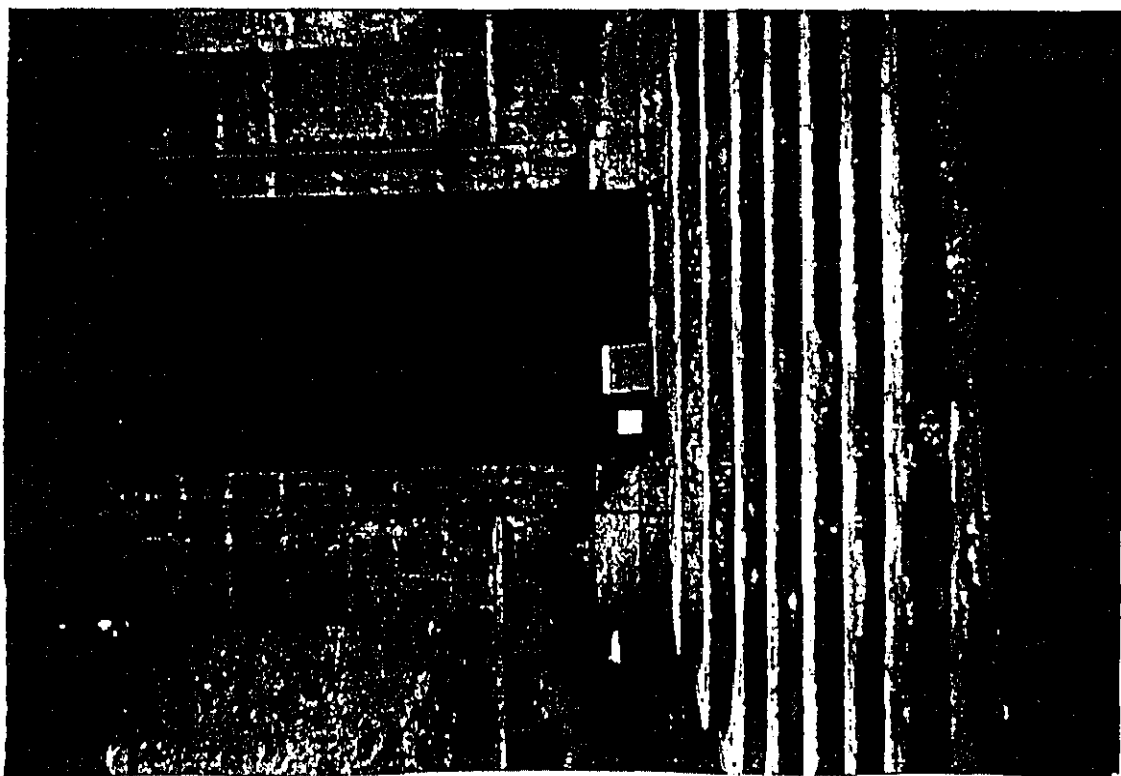
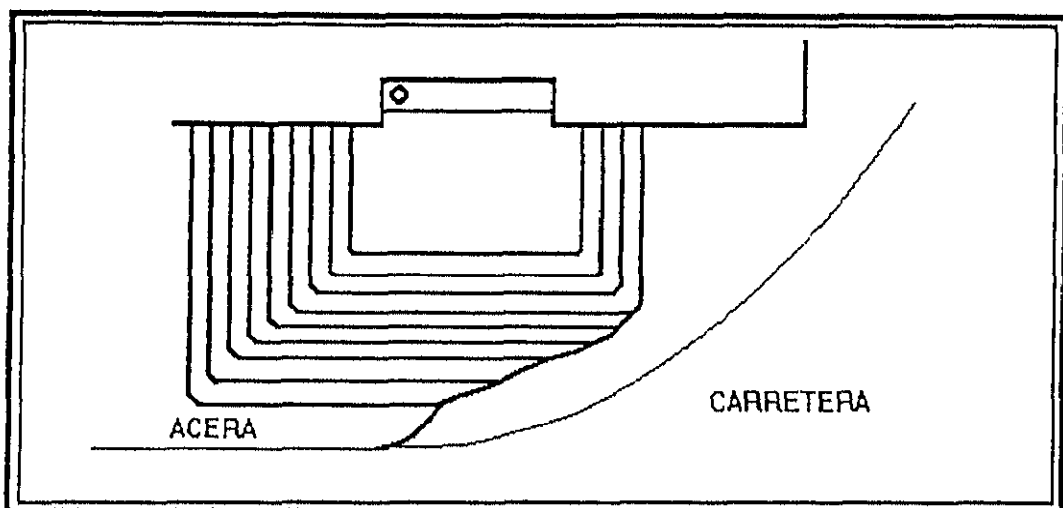
LATITUD U.T.M.: 4284128

COTA TOPOGRÁFICA (m): 820.43

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97985.100

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: FUENTEALAMO.

Dintel puerta Iglesia parroquial.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 819-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 819

PROVINCIA DE ALBACETE.

LONGITUD U.T.M.: 674961

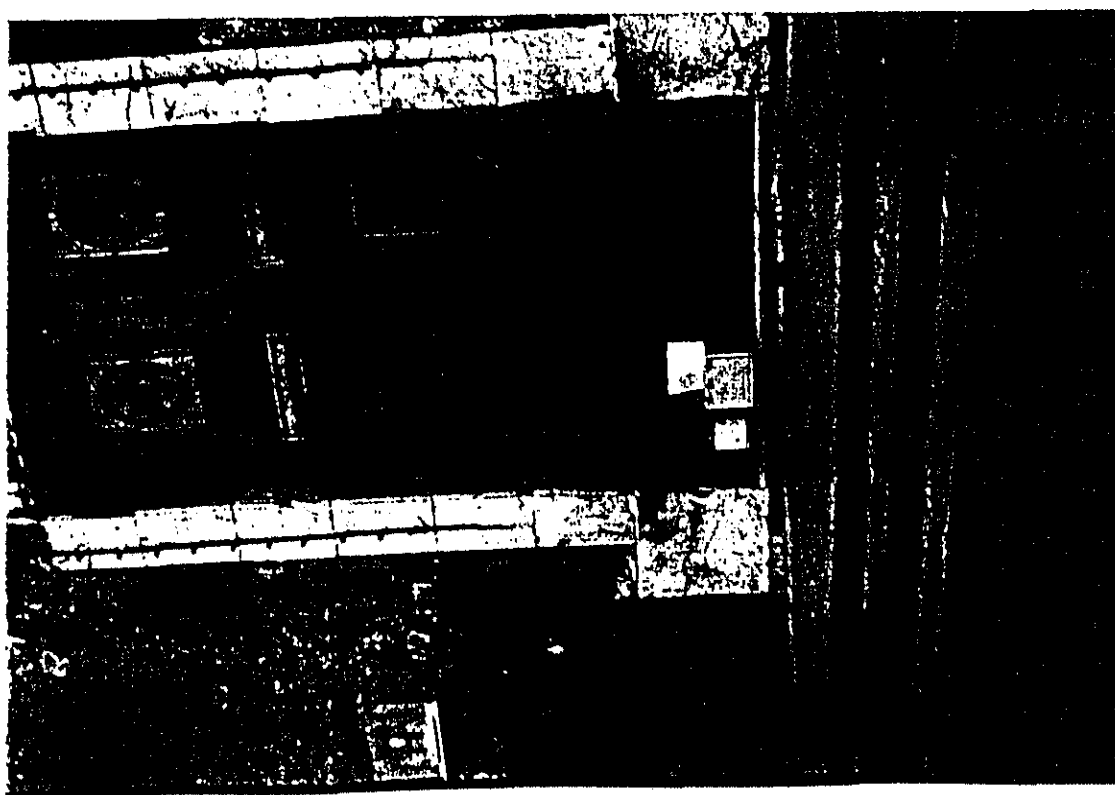
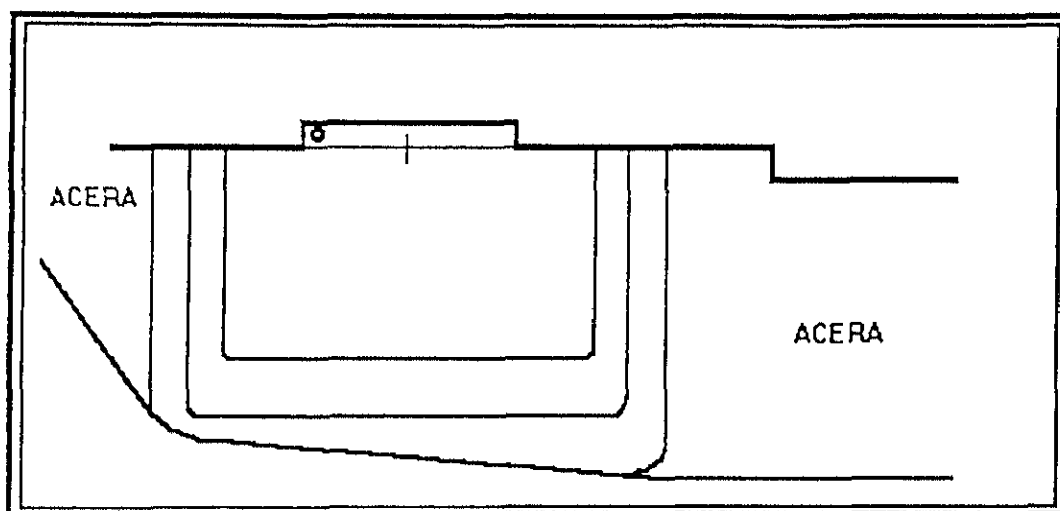
LATITUD U.T.M.: 4285966

COTA TOPOGRÁFICA (m): 556.45

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97989.710

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: CAUDETE.

Dintel puerta Iglesia parroquial.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 843-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 843

PROVINCIA DE ALBACETE.

LONGITUD U.T.M.: 614450

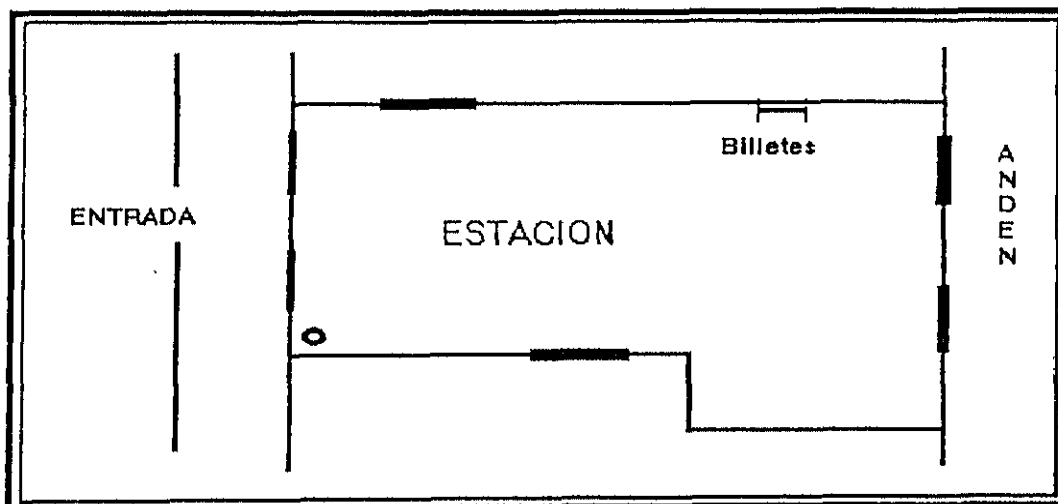
LATITUD U.T.M.: 4263350

COTA TOPOGRÁFICA (m): 550.20

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97987.730

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: HELLIN.

Estación de Ferrocarril. Sala de expedición
de billetes, esquina SE.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 843-1

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 843

PROVINCIA DE ALBACETE.

LONGITUD U.T.M.: 628824

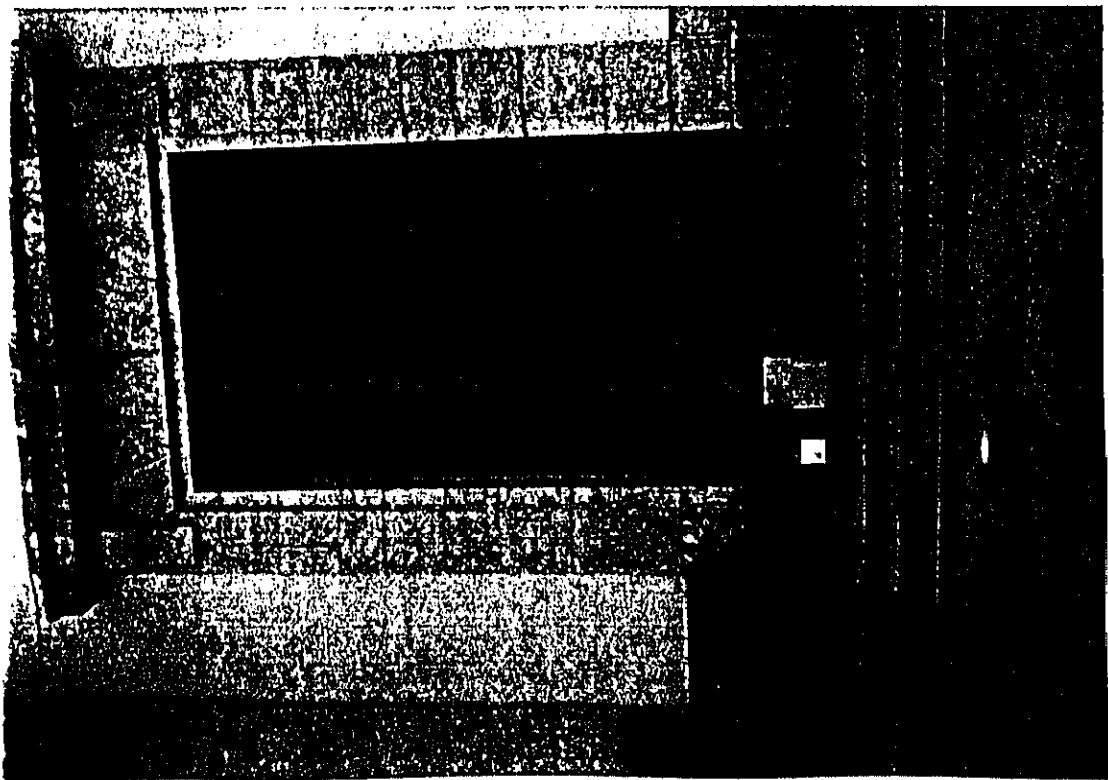
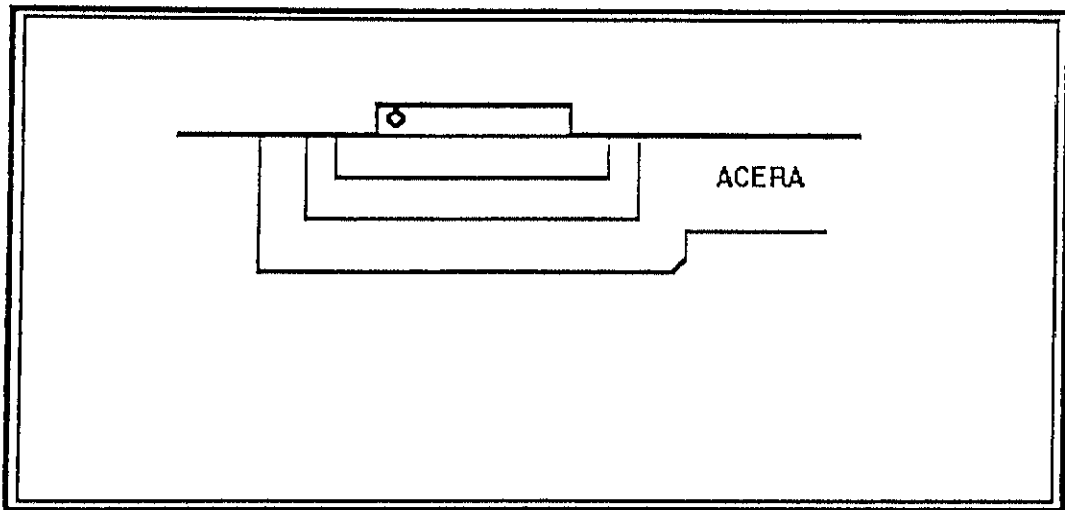
LATITUD U.T.M.: 4270428

COTA TOPOGRÁFICA (m): 579

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97987.697

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: ALBATANA.

Dintel puerta Iglesia parroquial.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 845-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 845

PROVINCIA DE ALICANTE.

LONGITUD U.T.M.: 686278

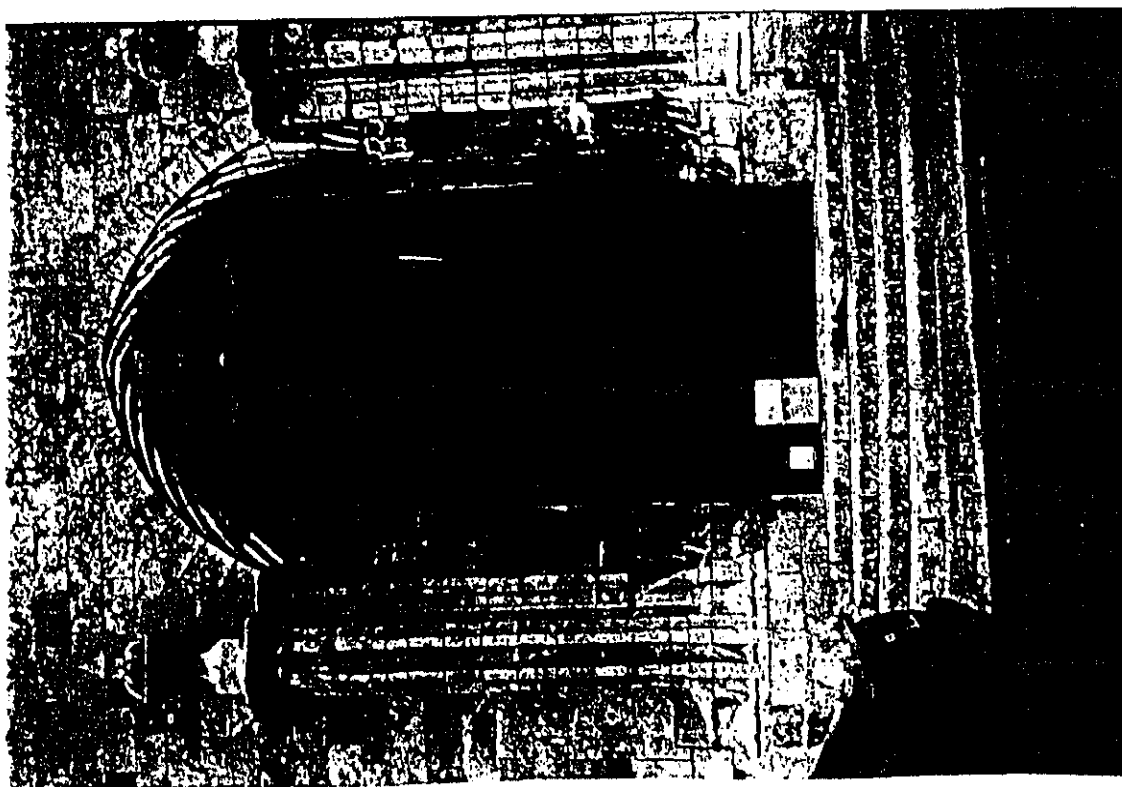
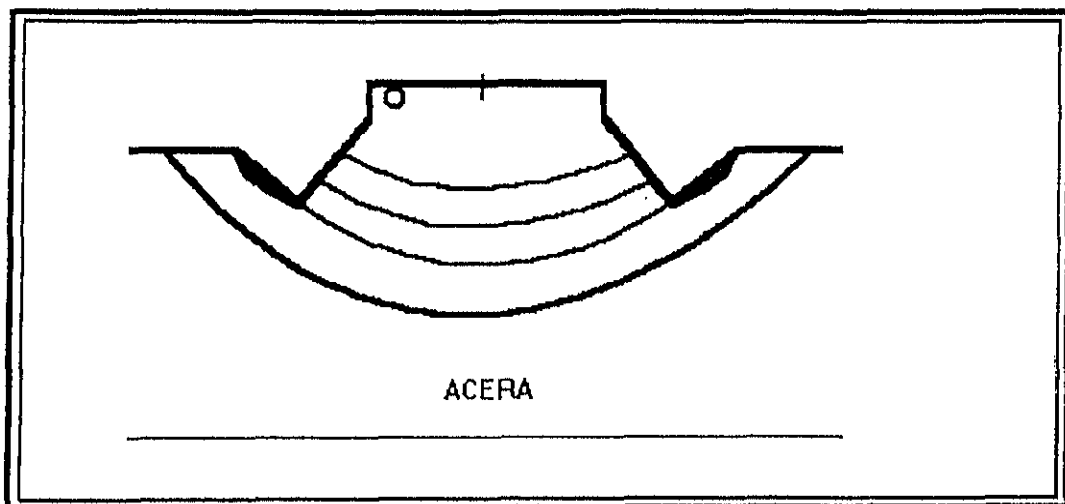
LATITUD U.T.M.: 4278111

COTA TOPOGRÁFICA (m): 505.43

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97989.023

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: VILLENA.

Dintel puerta Iglesia Mayor.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 845-1

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 845

PROVINCIA DE MURCIA.

LONGITUD U.T.M.: 664198

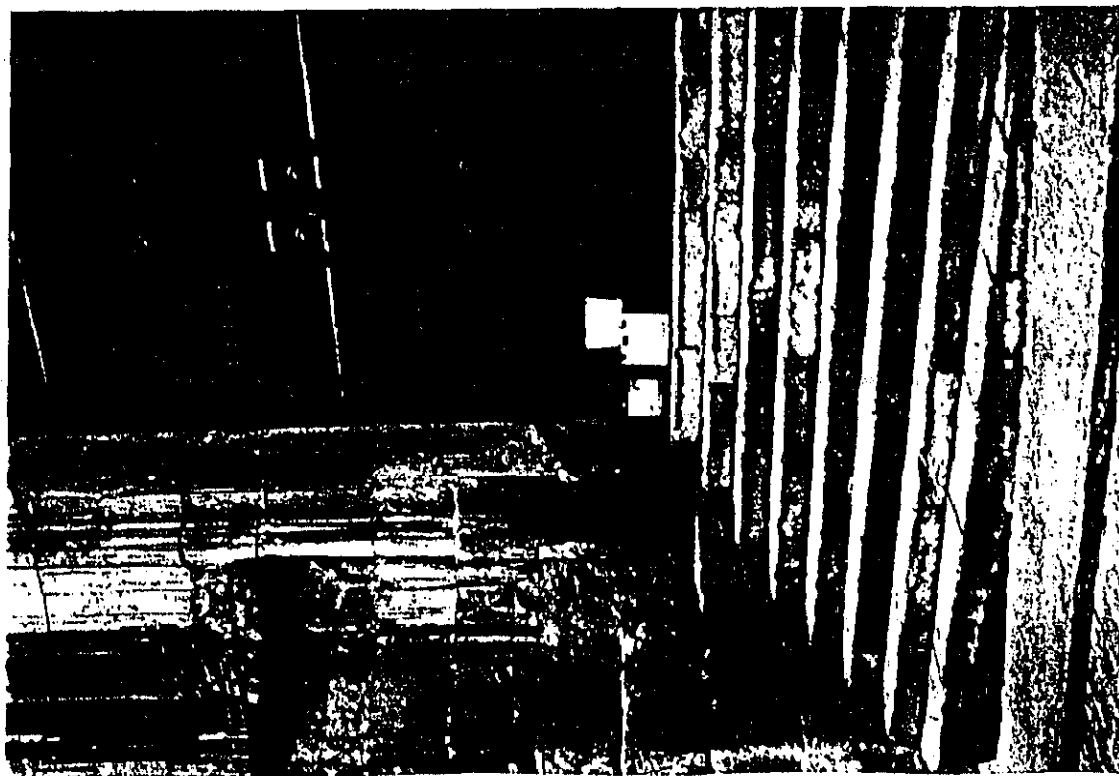
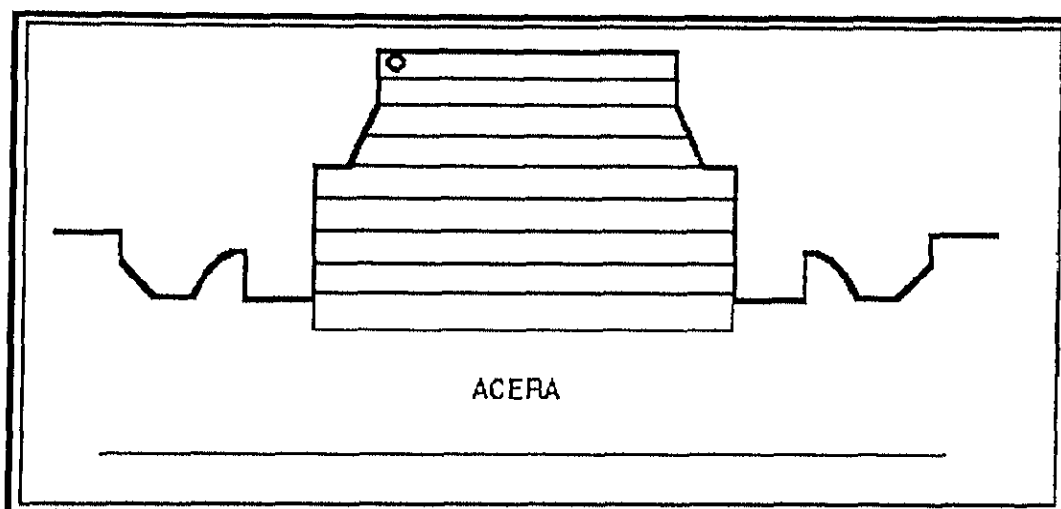
LATITUD U.T.M.: 4275771

COTA TOPOGRÁFICA (m): 605.62

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97987.733

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: YECLA.

Dintel puerta Iglesia Mayor.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 868-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 868

PROVINCIA DE ALBACETE.

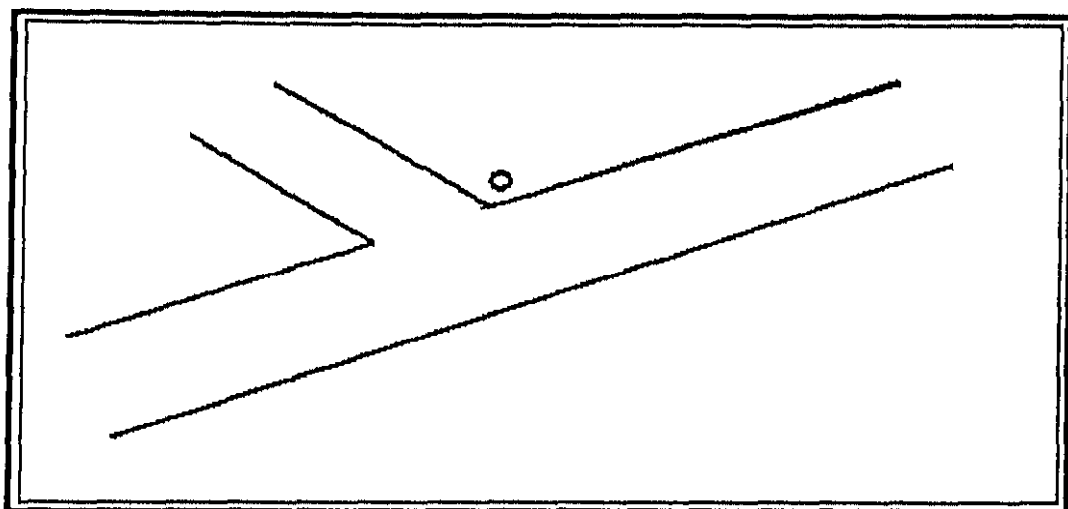
LONGITUD U.T.M.: 606250

LATITUD U.T.M.: 4258700

COTA TOPOGRÁFICA (m): 429.00

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97988.860

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: Cruce de la carretera de Hellín a
Elche de la Sierra con la carretera a la presa del Talave.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 868-1

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 868

PROVINCIA DE ALBACETE.

LONGITUD U.T.M.: 624950

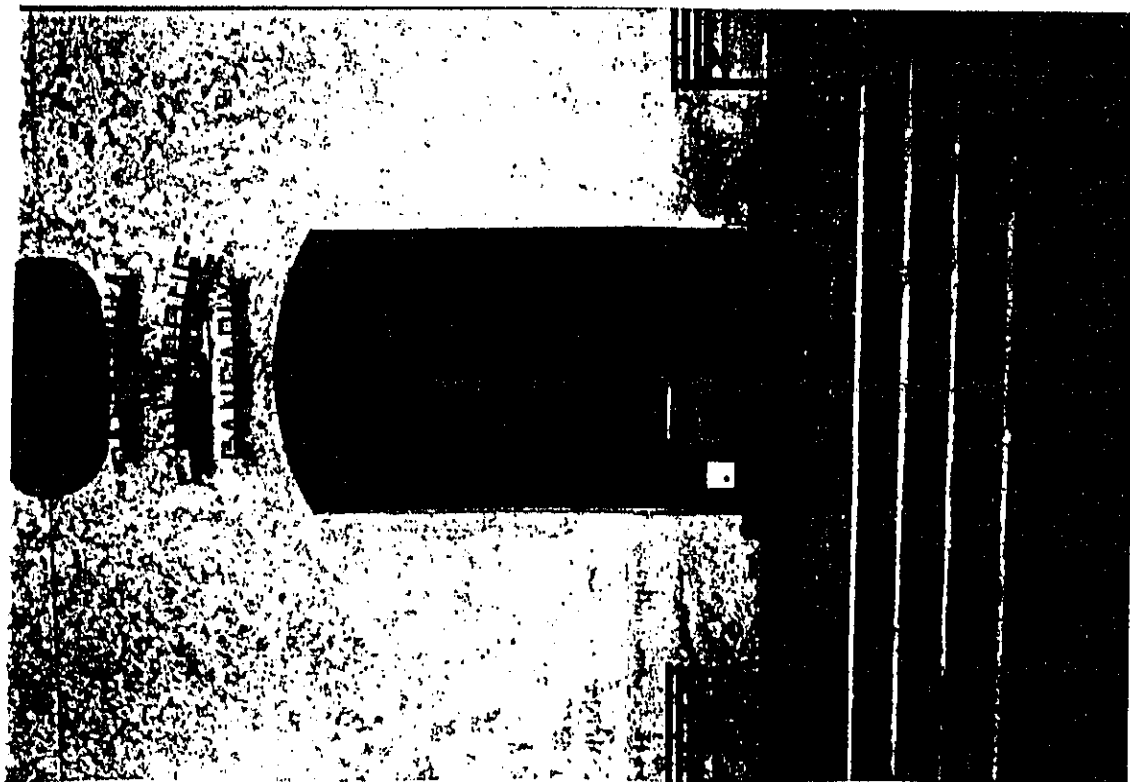
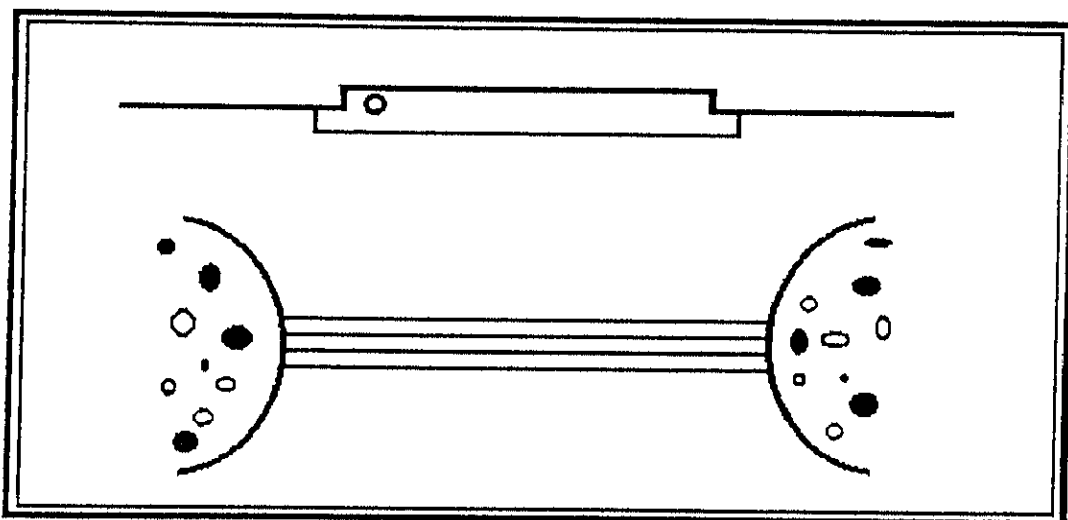
LATITUD U.T.M.: 4253750

COTA TOPOGRÁFICA (m): 431

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97987.450

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: CANCARIX.

Dintel puerta Iglesia parroquial.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 869-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 869

PROVINCIA DE MURCIA.

LONGITUD U.T.M.: 646043

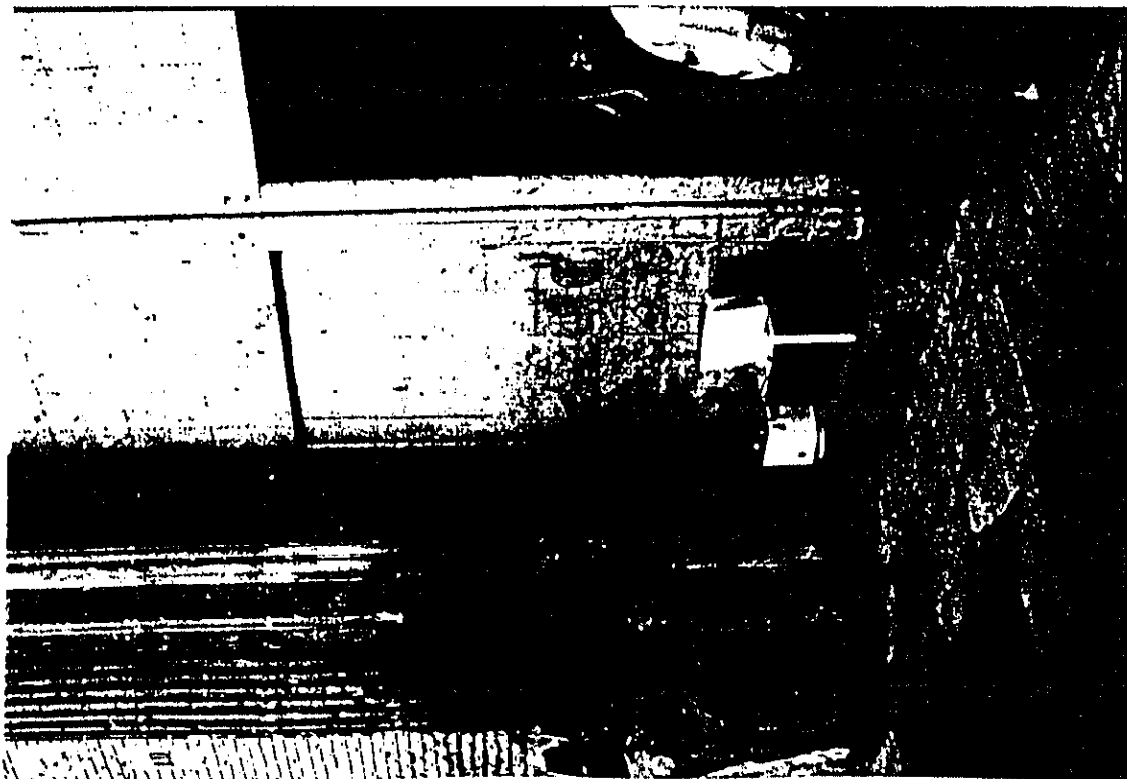
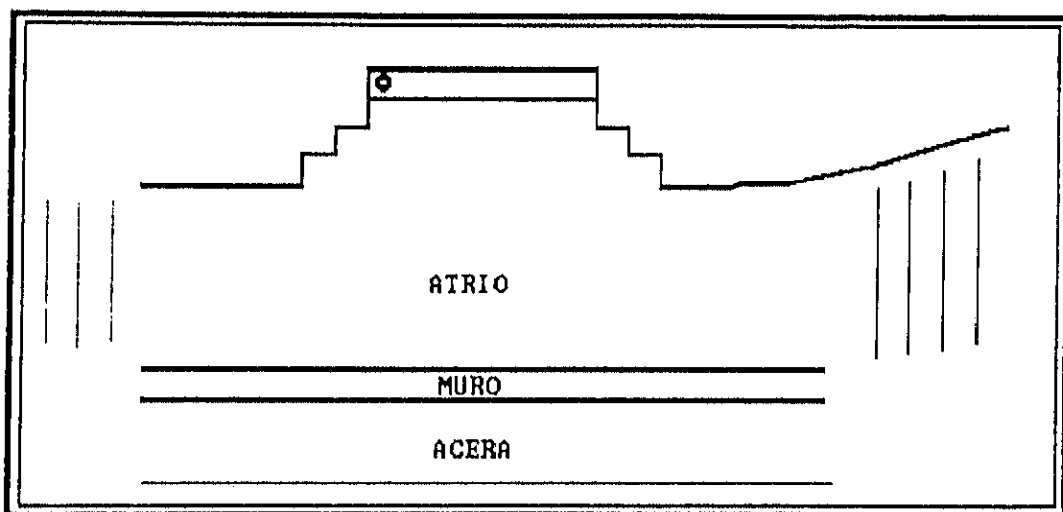
LATITUD U.T.M.: 4260184

COTA TOPOGRÁFICA (m): 510.36

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97986.893

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: JUMILLA.

Dintel puerta Iglesia Mayor.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 870-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 870

PROVINCIA DE ALICANTE.

LONGITUD U.T.M.: 671085

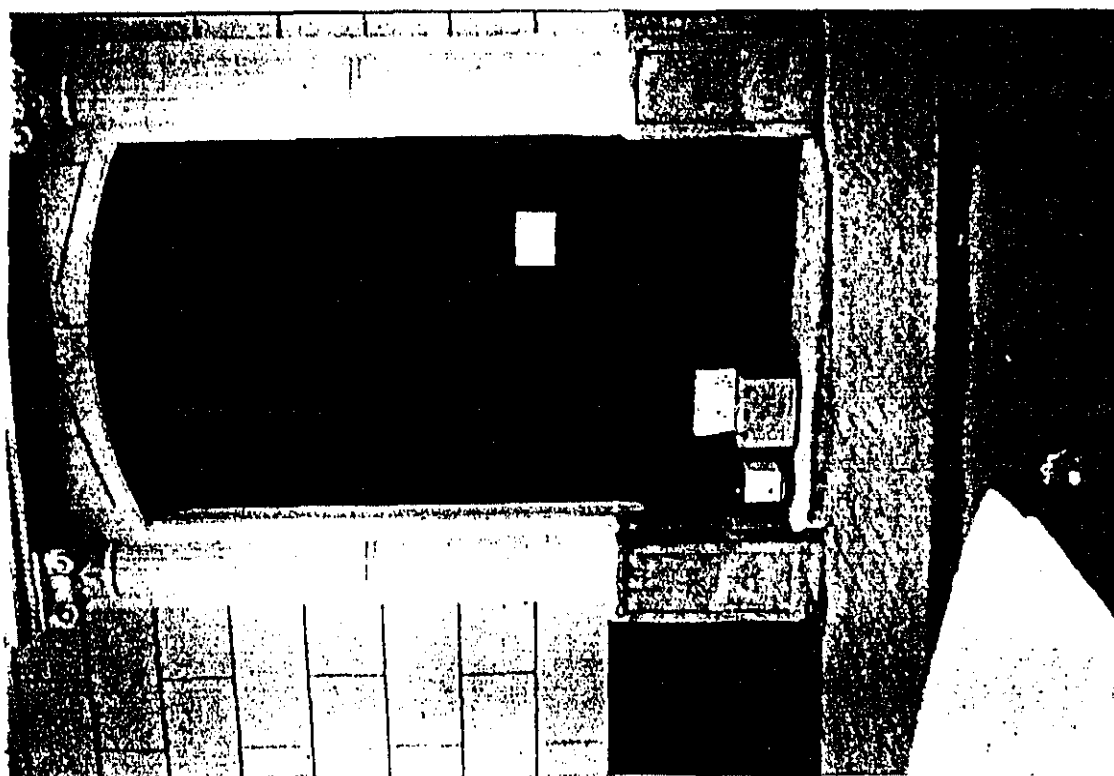
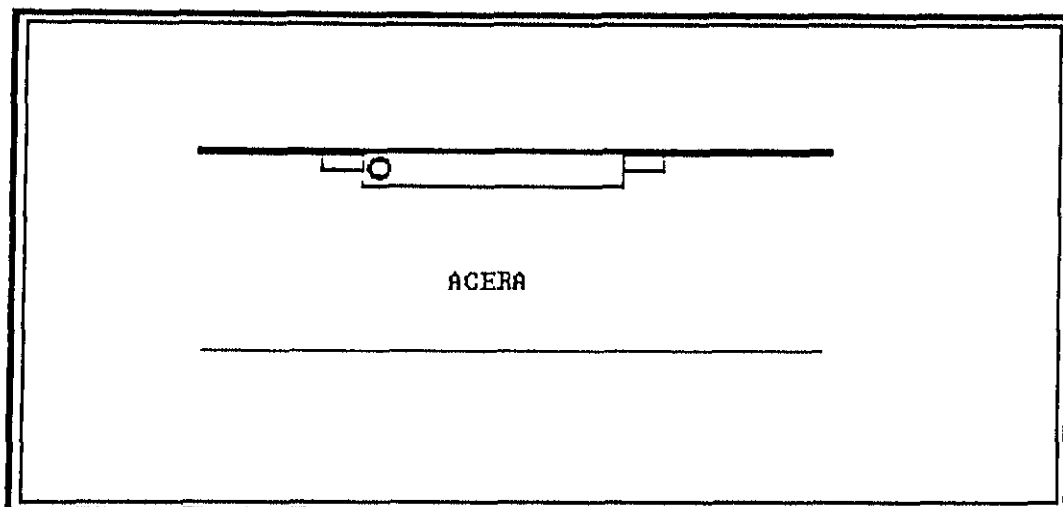
LATITUD U.T.M.: 4252607

COTA TOPOGRÁFICA (m): 574.29

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97986.200

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: PINOSO.

Dintel puerta Iglesia parroquial.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 890-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 Nº 890

PROVINCIA DE MURCIA.

LONGITUD U.T.M.: 614423

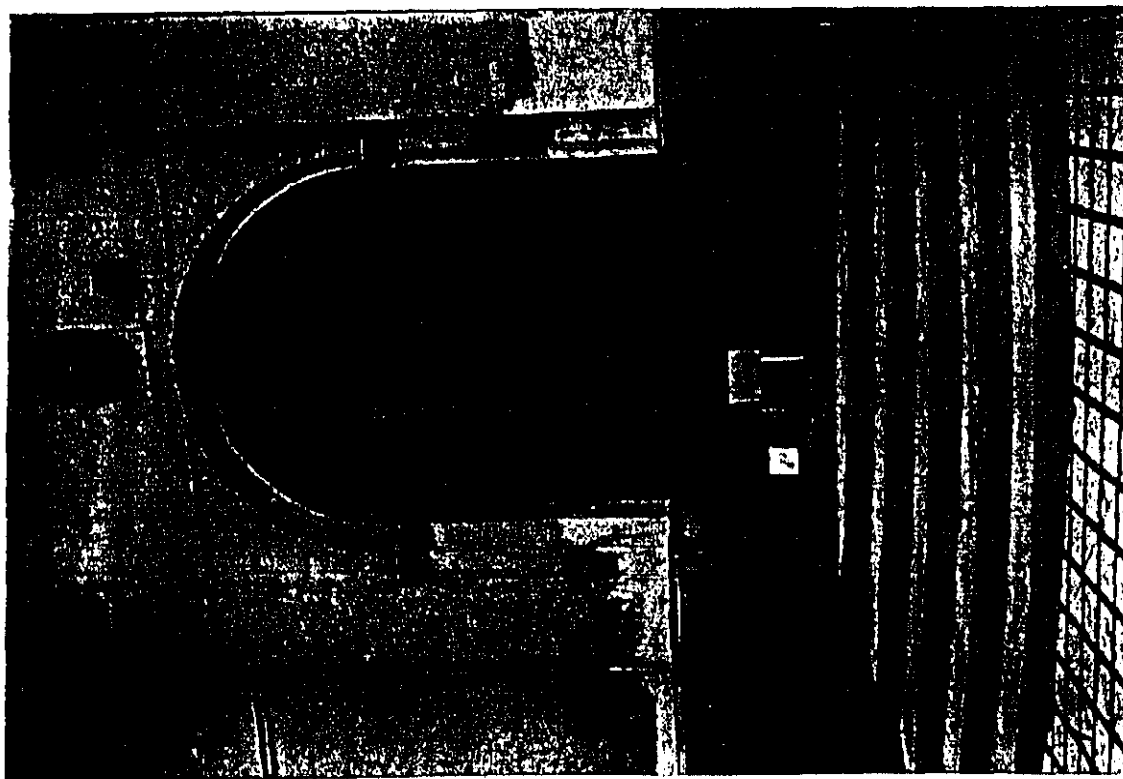
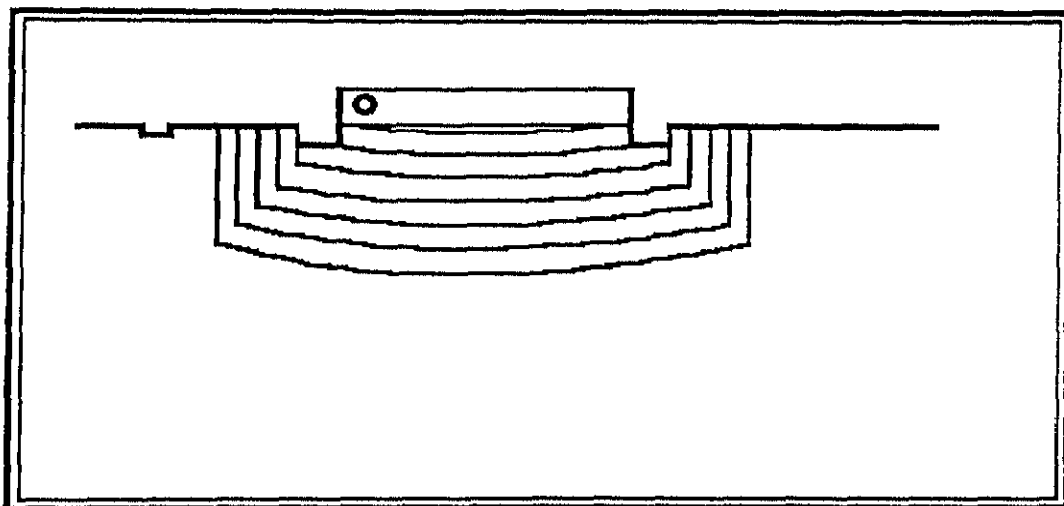
LATITUD U.T.M.: 4232476

COTA TOPOGRÁFICA (m): 341.99

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97986.700

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: CALASPARRA.

Dintel puerta Iglesia de S. Pedro.



BASE GRAVIMETRICA NUM. 891-0

HOJA DEL MAPA NACIONAL E. 1:50.000 N° 891

PROVINCIA DE MURCIA.

LONGITUD U.T.M.: 637728

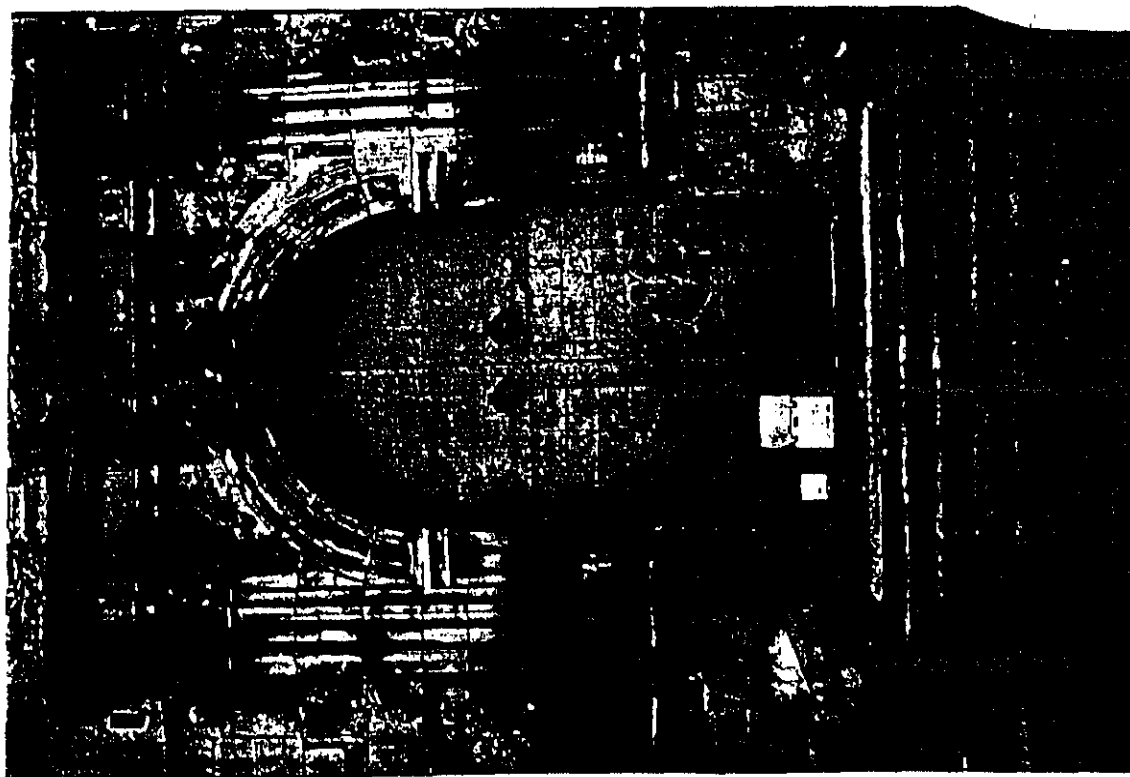
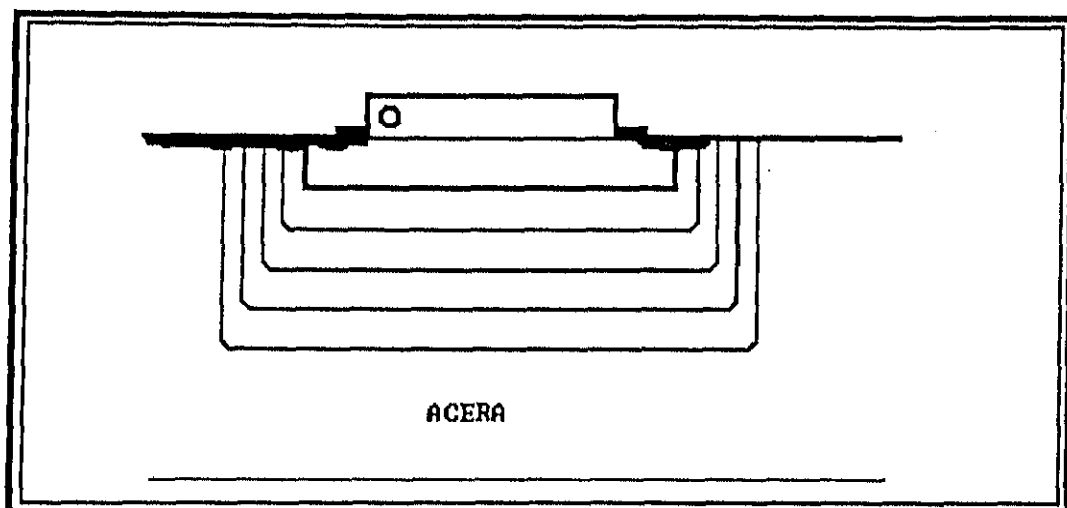
LATITUD U.T.M.: 4233476

COTA TOPOGRÁFICA (m): 188.16

VALOR DE GRAVEDAD CORREGIDO (ug): 97991.670

LOCALIZACIÓN DE LA BASE: CIEZA.

Dintel puerta Iglesia Mayor.



ANEXO II

**ESTADILLOS DE DATOS Y
CORRECCIONES
GRAVIMETRICAS.
RED DE BASES.**

MAPA DE SITUACIÓN DE LAS BASES.

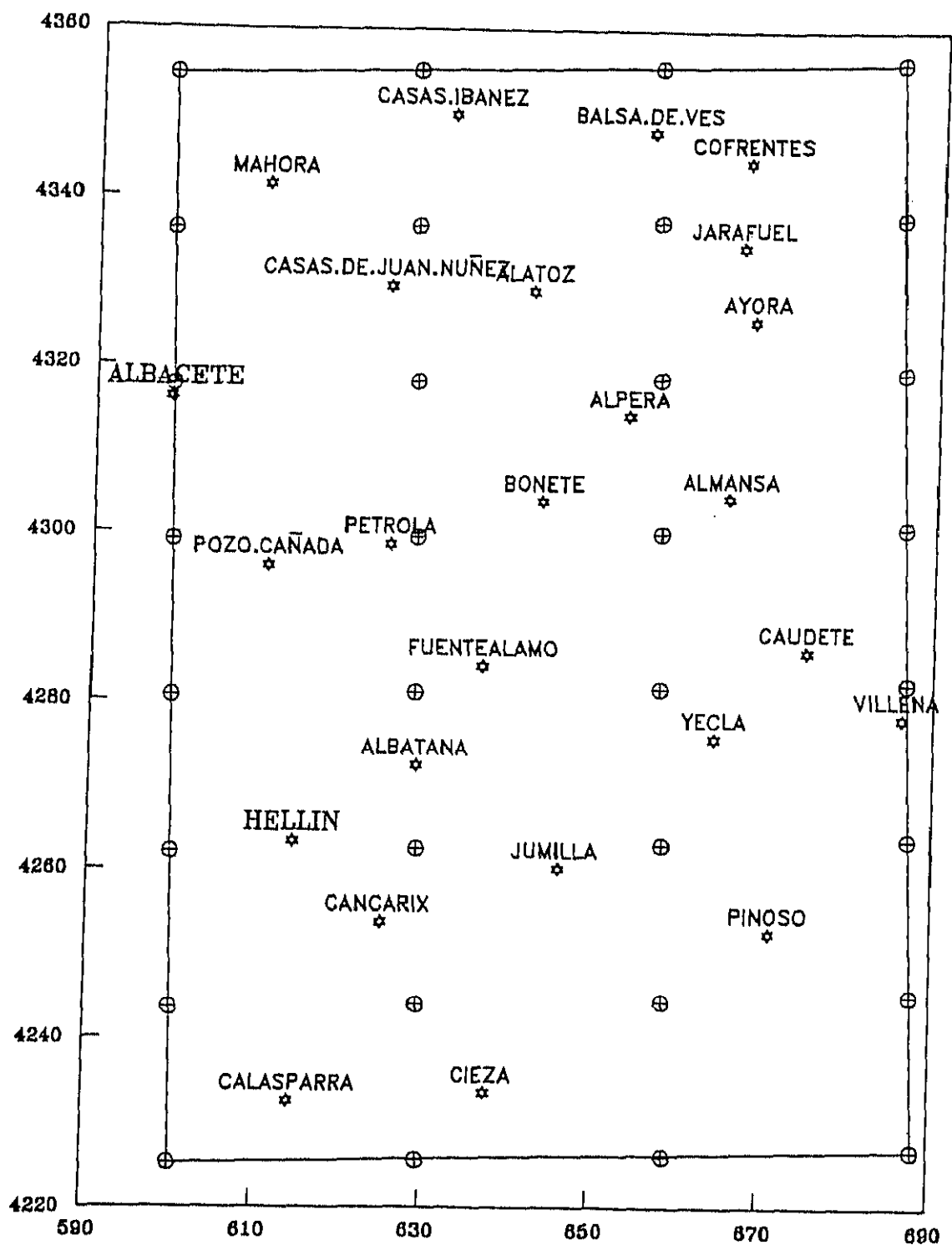


FIG. 2-1.

ANEXO II

LISTADOS DE DATOS Y CORRECCIONES DE LAS MEDIDAS REALIZADAS.

```
*****
*
*
*   RED DE BASES
*
*   FICHERO TESBAS.DAT
*
*   27 PUNTOS
*
*
*                                     6-3-91
*****
```

743	0	610.201	4349.913	709.00	979906.34	980105.75	0.005	0.008	0.047	-59.87	IG. CASAS-IBÁÑEZ
744	1	655.708	4347.903	749.00	979914.65	980103.75	0.000	0.588	0.263	-40.66	IG. BALSA-DE-VES
745	0	667.347	4344.323	394.00	979979.02	980100.63	0.030	0.865	0.440	-42.32	IG. COFRENTES
766	0	624.833	4329.306	705.00	979899.92	980089.31	0.000	0.030	0.079	-50.57	IG. CASAS-DE-JUAN-NÚÑEZ
767	0	641.862	4328.806	863.00	979877.83	980088.75	0.018	0.350	0.134	-40.50	IG. ALATÓZ
768	0	666.700	4334.172	589.00	979932.44	980092.56	0.008	0.490	0.268	-43.26	IG. JARAFUEL
768	1	668.277	4325.418	600.00	979928.19	980085.56	0.000	0.120	0.307	-38.81	IG. AYORA
790	0	599.070	4316.080	680.00	979885.94	980079.06	0.000	0.000	0.000	-59.35	ALBACETE IG. FILIPENSES
791	0	613.256	4307.117	828.00	979859.15	980071.81	0.000	0.083	0.027	-49.71	ESTACION-DE-CHINCHILLA EST.
792	0	643.398	4303.812	890.00	979855.54	980068.81	0.000	0.013	0.025	-38.14	IG. BONETE (S. JUAN BAUT.)
792	1	653.384	4314.020	855.00	979863.02	980076.75	0.000	0.004	0.089	-45.45	IG. ALPERA
793	0	665.458	4304.257	685.00	979885.37	980068.81	0.000	0.053	0.069	-48.54	IG. ALMANSA
817	0	625.391	4298.616	875.00	979851.19	980064.81	0.006	0.030	0.004	-41.47	IG. PETROLA
817	1	610.881	4296.076	803.00	979852.75	980063.00	0.000	0.070	0.040	-52.11	POZO-CANADA EST. FC.
818	0	636.489	4284.128	820.00	979851.00	980053.20	0.004	0.237	0.033	-40.52	IG. FUENTEALAMO
819	0	674.861	4285.966	656.00	979897.10	980054.10	0.000	0.223	0.210	-47.10	IG. CAUDETE
843	0	614.450	4263.350	550.00	979877.30	980037.10	0.000	0.188	0.054	-51.28	HELLIN EST. FC.
843	1	628.824	4270.428	579.00	979876.97	980042.40	0.000	0.015	0.098	-51.41	IG. ALBATANA
845	0	686.278	4278.111	505.00	979890.23	980047.70	0.000	0.123	0.261	-57.57	IG. VILLENA
845	1	664.198	4275.771	606.00	979877.33	980046.20	0.000	0.226	0.100	-49.20	IG. YECLA
868	0	606.250	4258.700	429.00	979888.60	980033.40	0.031	0.404	0.159	-59.56	CRUCE TALAVE
868	1	624.950	4253.750	431.00	979874.50	980029.20	0.000	0.163	0.222	-69.37	IG. CANCARIX
869	0	646.043	4260.184	510.00	979868.93	980034.10	0.030	0.101	0.193	-64.36	IG. JUMILLA
870	0	671.085	4252.607	574.00	979862.00	980027.60	0.000	0.110	0.069	-52.49	IG. PINOSO
890	0	614.423	4232.476	342.00	979867.00	980012.50	0.028	0.136	0.129	-77.81	IG. CALASPARRA (S. PEDRO)
891	0	637.728	4233.476	188.00	979916.70	980013.10	0.011	0.784	0.355	-57.87	IG. CIEZA

Nº HOJA 50.000

Nº ESTACIÓN

X U.T.M.

Y U.T.M.

COTA

Q. OBSERVADA

Q. DENUNCIADA

CORRECCIÓN
CERCANA

CORRECCIÓN
MEDIA

CORRECCIÓN
LEJANA

ANOMALIA DE
BOUGUER

LOCALIZACIÓN


```

*****
*
*          SUMUN.ORD          *
*
*      830 Estaciones del Lacoste      *
*
*      27 Bases del Lacoste          *
*
*      561 Datos del I.G.N. corregidos *
*
*  TOTAL: 1419 DATOS DENTRO DE LA ZONA *
*
*****

```


[illegible]

744	121	654.224	4346.140	693.00	979930.75	980102.75	0.000	0.001	0.028	58.60	154 AL-603
744	122	651.538	4343.450	687.00	979907.94	980100.50	0.000	0.014	0.030	57.00	MARINHO-JO2
744	123	659.758	4350.501	724.00	979910.00	980106.10	0.000	0.021	0.021	58.51	SEI 9
744	124	640.685	4350.918	732.30	979906.00	980106.44	0.000	0.070	0.049	54.00	SEI 10
744	125	658.454	4349.706	698.80	979914.44	980105.50	0.000	0.021	0.082	53.50	SEI 7
744	126	638.385	4349.581	698.10	979911.75	980105.44	0.000	0.031	0.051	54.23	USH-420
744	127	638.098	4349.541	699.30	979911.88	980105.21	0.000	0.020	0.048	55.74	USH-420
744	128	638.901	4350.268	707.30	979911.00	980105.88	0.000	0.034	0.052	55.17	USH-419
744	129	639.733	4345.222	690.50	979911.19	980101.94	0.001	0.019	0.058	52.81	ZULEMA CRACK
744	130	643.140	4340.547	520.00	979953.11	980098.31	0.000	0.813	0.046	40.74	CENTRAL EL-1110
744	131	647.666	4345.476	706.00	979917.25	980102.00	0.000	0.060	0.047	45.11	CRUCE LA PARRIL
744	132	650.106	4342.106	744.00	979912.75	980099.94	0.000	0.119	0.235	40.38	EL TILLO
744	133	646.678	4347.484	560.00	979925.44	980095.75	0.000	0.020	0.082	48.44	PEQUENA CRUCE-14
744	134	639.970	4339.630	681.00	979911.50	980097.38	0.000	0.767	0.041	40.61	LA GIRA
744	135	655.816	4347.877	748.00	979914.50	980102.75	0.000	0.588	0.262	47.89	AMERICANO
744	136	653.255	4341.390	770.00	979911.00	980100.00	0.000	0.073	0.265	40.81	AMERICANO
744	137	651.729	4338.758	760.00	979907.15	980096.44	0.000	0.080	0.115	38.69	AMERICANO
744	138	651.250	4347.415	720.80	979911.01	980103.44	0.000	0.092	0.110	43.72	AMERICANO
744	139	642.969	4347.070	704.10	979911.50	980102.19	0.000	0.057	0.011	52.04	AMERICANO
744	140	635.179	4340.921	663.00	979912.00	980098.44	0.000	0.107	0.031	51.05	AMERICANO
744	141	631.884	4349.932	706.80	979900.38	980105.75	0.000	0.009	0.043	40.29	AMERICANO
744	142	626.205	4343.594	686.10	979909.25	980100.50	0.000	0.003	0.020	57.00	AMERICANO
744	143	625.596	4354.220	728.00	979901.50	980109.12	0.000	0.259	0.051	41.00	15 CASAS-CENTRAL
744	144	631.563	4349.584	710.00	979905.11	980105.50	0.000	0.016	0.041	40.65	SEI 113 CASAS-16
745	0	667.547	4344.013	394.00	979975.00	980100.62	0.030	0.001	0.440	41.05	19 COFRENTES
745	1	667.247	4344.323	394.00	979975.00	980100.62	0.030	0.001	0.440	41.05	19 COFRENTES
745	2	667.250	4342.600	341.50	979900.00	980099.21	0.079	1.101	0.054	40.20	19 COFRENTES
745	3	665.900	4339.500	442.00	979908.51	980096.75	0.002	0.500	0.110	39.41	19 COFRENTES
745	4	662.200	4338.550	712.33	979917.68	980096.00	0.042	0.955	0.150	39.41	19 COFRENTES
745	5	660.500	4338.200	778.00	979901.63	980095.88	0.128	1.178	0.107	39.05	19 COFRENTES
745	6	665.250	4344.200	431.40	979972.00	980100.50	0.045	0.983	0.360	41.00	19 COFRENTES
745	7	662.600	4344.450	459.12	979900.00	980100.75	0.120	1.171	0.285	41.00	19 COFRENTES
745	8	664.100	4346.400	459.00	979900.00	980100.75	0.120	1.171	0.285	41.00	19 COFRENTES
745	9	665.700	4347.800	461.70	979900.00	980102.50	0.030	1.100	0.269	41.00	19 COFRENTES
745	10	665.600	4349.500	520.00	979915.19	980102.50	0.027	0.577	0.266	44.40	19 COFRENTES
745	11	666.700	4351.100	664.28	979923.00	980106.12	0.026	0.445	0.212	45.11	19 COFRENTES
745	12	665.550	4353.300	718.51	979917.00	980107.85	0.011	0.200	0.229	45.11	19 COFRENTES
745	13	667.200	4354.100	694.23	979917.75	980108.50	0.032	0.182	0.200	45.11	19 COFRENTES
745	14	665.100	4354.750	691.42	979921.88	980109.00	0.046	0.125	0.208	45.11	19 COFRENTES
745	15	670.850	4354.500	636.68	979941.44	980108.01	0.031	0.121	0.141	45.11	19 COFRENTES
745	16	671.000	4352.750	605.27	979941.44	980107.38	0.031	0.121	0.141	45.11	19 COFRENTES
745	17	670.050	4351.700	558.10	979941.44	980106.56	0.031	0.121	0.141	45.11	19 COFRENTES
745	18	670.000	4350.200	481.14	979972.62	980105.44	0.031	0.082	0.250	45.11	19 COFRENTES
745	19	672.500	4354.850	688.98	979925.94	980109.00	0.043	0.400	0.100	45.11	19 COFRENTES
745	20	674.150	4354.150	688.98	979925.94	980109.00	0.043	0.400	0.100	45.11	19 COFRENTES
745	21	676.150	4352.250	672.88	979941.44	980107.75	0.031	0.121	0.141	45.11	19 COFRENTES
745	22	668.150	4352.700	681.92	979941.44	980107.75	0.031	0.121	0.141	45.11	19 COFRENTES
745	23	679.750	4353.450	678.70	979941.44	980107.38	0.031	0.121	0.141	45.11	19 COFRENTES
745	24	681.300	4353.250	642.73	979946.50	980107.63	0.096	0.257	0.213	45.11	19 COFRENTES
745	25	682.200	4354.700	577.63	979941.00	980108.69	0.033	0.402	0.210	45.11	19 COFRENTES
745	26	684.300	4355.600	407.15	980000.00	980109.63	0.009	0.437	0.497	45.11	19 COFRENTES
745	27	684.500	4351.100	407.15	980000.00	980109.63	0.009	0.437	0.497	45.11	19 COFRENTES
745	28	676.250	4351.150	451.31	979941.44	980107.15	0.031	0.121	0.141	45.11	19 COFRENTES
745	29	676.400	4349.650	451.31	979941.44	980107.15	0.031	0.121	0.141	45.11	19 COFRENTES
745	30	677.400	4347.850	489.10	979941.44	980103.44	0.031	0.121	0.141	45.11	19 COFRENTES
745	31	674.950	4342.700	327.40	979974.00	980102.50	0.046	1.745	0.092	45.11	19 COFRENTES
745	32	677.850	4345.850	421.00	979974.00	980101.81	0.174	2.482	0.407	45.11	19 COFRENTES
745	33	676.850	4346.650	425.38	979974.00	980104.00	0.000	0.421	0.512	45.11	19 COFRENTES
745	34	679.900	4338.900	695.54	979881.00	980096.00	0.000	0.400	0.172	45.11	19 COFRENTES
745	35	681.750	4339.250	641.67	979881.00	980096.00	0.000	0.400	0.172	45.11	19 COFRENTES
745	36	683.250	4338.950	700.50	979915.19	980096.00	0.000	0.107	0.259	45.11	19 COFRENTES
745	37	685.350	4339.250	672.40	979915.19	980096.00	0.000	0.107	0.259	45.11	19 COFRENTES
745	38	677.550	4337.550	478.18	979974.00	980096.00	0.000	0.107	0.259	45.11	19 COFRENTES

745	40	671.350	4344.500	853.70	979457.12	980097.23	0.000	0.000	0.172	125.40	VERRE MONTE
745	41	670.850	4344.900	853.70	979458.44	980098.50	0.112	0.008	0.008	125.71	VERRE MONTE
745	42	670.800	4344.500	853.70	979459.76	980099.84	0.033	0.000	0.274	125.82	VERRE MONTE
745	43	671.350	4344.500	853.70	979460.08	980100.12	0.001	0.000	0.234	125.83	VERRE MONTE
745	44	671.750	4344.800	853.70	979461.40	980101.44	0.005	0.004	0.242	125.84	VERRE MONTE
745	45	671.750	4344.800	853.70	979462.72	980102.76	0.007	0.004	0.242	125.85	VERRE MONTE
745	46	671.750	4344.800	853.70	979464.04	980104.08	0.126	0.457	0.144	125.86	VERRE MONTE
745	47	671.750	4344.800	853.70	979465.36	980105.40	0.042	0.000	0.242	125.87	VERRE MONTE
745	48	671.750	4344.800	853.70	979466.68	980106.72	0.009	0.004	0.242	125.88	VERRE MONTE
745	49	671.750	4344.800	853.70	979468.00	980108.04	0.132	0.012	0.007	125.89	VERRE MONTE
745	50	671.750	4344.800	853.70	979469.32	980109.36	0.182	0.004	0.015	125.90	VERRE MONTE
745	51	671.750	4344.800	853.70	979470.64	980110.68	0.372	0.104	0.010	125.91	VERRE MONTE
745	52	671.750	4344.800	853.70	979471.96	980112.00	0.036	0.009	0.242	125.92	VERRE MONTE
745	53	671.750	4344.800	853.70	979473.28	980113.32	0.122	0.004	0.168	125.93	VERRE MONTE
745	54	671.750	4344.800	853.70	979474.60	980114.64	0.009	0.004	0.437	125.94	VERRE MONTE
745	55	671.750	4344.800	853.70	979475.92	980115.96	0.027	0.004	0.198	125.95	VERRE MONTE
745	56	671.750	4344.800	853.70	979477.24	980117.28	0.050	0.422	0.213	125.96	VERRE MONTE
745	57	671.750	4344.800	853.70	979478.56	980118.60	0.000	0.000	0.144	125.97	VERRE MONTE
745	58	671.750	4344.800	853.70	979479.88	980119.92	0.000	0.112	0.145	125.98	VERRE MONTE
745	59	671.750	4344.800	853.70	979481.20	980121.24	0.000	0.112	0.242	125.99	VERRE MONTE
745	60	671.750	4344.800	853.70	979482.52	980122.56	0.000	0.112	0.242	126.00	VERRE MONTE
745	61	671.750	4344.800	853.70	979483.84	980123.88	0.000	0.112	0.242	126.01	VERRE MONTE
745	62	671.750	4344.800	853.70	979485.16	980125.20	0.000	0.112	0.242	126.02	VERRE MONTE
745	63	671.750	4344.800	853.70	979486.48	980126.52	0.000	0.112	0.242	126.03	VERRE MONTE
745	64	671.750	4344.800	853.70	979487.80	980127.84	0.000	0.112	0.242	126.04	VERRE MONTE
745	65	671.750	4344.800	853.70	979489.12	980129.16	0.000	0.112	0.242	126.05	VERRE MONTE
745	66	671.750	4344.800	853.70	979490.44	980130.48	0.000	0.112	0.242	126.06	VERRE MONTE
745	67	671.750	4344.800	853.70	979491.76	980131.80	0.000	0.112	0.242	126.07	VERRE MONTE
745	68	671.750	4344.800	853.70	979493.08	980133.12	0.000	0.112	0.242	126.08	VERRE MONTE
745	69	671.750	4344.800	853.70	979494.40	980134.44	0.000	0.112	0.242	126.09	VERRE MONTE
745	70	671.750	4344.800	853.70	979495.72	980135.76	0.000	0.112	0.242	126.10	VERRE MONTE
745	71	671.750	4344.800	853.70	979497.04	980137.08	0.000	0.112	0.242	126.11	VERRE MONTE
745	72	671.750	4344.800	853.70	979498.36	980138.40	0.000	0.112	0.242	126.12	VERRE MONTE
745	73	671.750	4344.800	853.70	979499.68	980139.72	0.000	0.112	0.242	126.13	VERRE MONTE
745	74	671.750	4344.800	853.70	979501.00	980141.04	0.000	0.112	0.242	126.14	VERRE MONTE
745	75	671.750	4344.800	853.70	979502.32	980142.36	0.000	0.112	0.242	126.15	VERRE MONTE
745	76	671.750	4344.800	853.70	979503.64	980143.68	0.000	0.112	0.242	126.16	VERRE MONTE
745	77	671.750	4344.800	853.70	979504.96	980145.00	0.000	0.112	0.242	126.17	VERRE MONTE
745	78	671.750	4344.800	853.70	979506.28	980146.32	0.000	0.112	0.242	126.18	VERRE MONTE
745	79	671.750	4344.800	853.70	979507.60	980147.64	0.000	0.112	0.242	126.19	VERRE MONTE
745	80	671.750	4344.800	853.70	979508.92	980148.96	0.000	0.112	0.242	126.20	VERRE MONTE
745	81	671.750	4344.800	853.70	979510.24	980150.28	0.000	0.112	0.242	126.21	VERRE MONTE
745	82	671.750	4344.800	853.70	979511.56	980151.60	0.000	0.112	0.242	126.22	VERRE MONTE
745	83	671.750	4344.800	853.70	979512.88	980152.92	0.000	0.112	0.242	126.23	VERRE MONTE
745	84	671.750	4344.800	853.70	979514.20	980154.24	0.000	0.112	0.242	126.24	VERRE MONTE
745	85	671.750	4344.800	853.70	979515.52	980155.56	0.000	0.112	0.242	126.25	VERRE MONTE
745	86	671.750	4344.800	853.70	979516.84	980156.88	0.000	0.112	0.242	126.26	VERRE MONTE
745	87	671.750	4344.800	853.70	979518.16	980158.20	0.000	0.112	0.242	126.27	VERRE MONTE
745	88	671.750	4344.800	853.70	979519.48	980159.52	0.000	0.112	0.242	126.28	VERRE MONTE
745	89	671.750	4344.800	853.70	979520.80	980160.84	0.000	0.112	0.242	126.29	VERRE MONTE
745	90	671.750	4344.800	853.70	979522.12	980162.16	0.000	0.112	0.242	126.30	VERRE MONTE
745	91	671.750	4344.800	853.70	979523.44	980163.48	0.000	0.112	0.242	126.31	VERRE MONTE
745	92	671.750	4344.800	853.70	979524.76	980164.80	0.000	0.112	0.242	126.32	VERRE MONTE
745	93	671.750	4344.800	853.70	979526.08	980166.12	0.000	0.112	0.242	126.33	VERRE MONTE
745	94	671.750	4344.800	853.70	979527.40	980167.44	0.000	0.112	0.242	126.34	VERRE MONTE
745	95	671.750	4344.800	853.70	979528.72	980168.76	0.000	0.112	0.242	126.35	VERRE MONTE
745	96	671.750	4344.800	853.70	979530.04	980170.08	0.000	0.112	0.242	126.36	VERRE MONTE
745	97	671.750	4344.800	853.70	979531.36	980171.40	0.000	0.112	0.242	126.37	VERRE MONTE
745	98	671.750	4344.800	853.70	979532.68	980172.72	0.000	0.112	0.242	126.38	VERRE MONTE
745	99	671.750	4344.800	853.70	979534.00	980174.04	0.000	0.112	0.242	126.39	VERRE MONTE
745	100	671.750	4344.800	853.70	979535.32	980175.36	0.000	0.112	0.242	126.40	VERRE MONTE

766	21	607.550	4331.650	671.00	974897.88	980091.44	0.000	0.046	0.001	-61.50	CRUCE CAMINO
766	22	607.550	4331.650	671.00	974897.88	980091.44	0.000	0.046	0.001	-61.50	CRUCE CAMINO
766	23	608.000	4332.650	681.00	974899.50	980089.81	0.000	0.008	0.000	-50.25	POSTE DE MIELRO
766	24	608.000	4332.650	681.00	974899.50	980090.23	0.000	0.008	0.000	-50.25	POSTE DE MIELRO
766	112	601.089	4331.409	682.80	974886.44	980090.44	0.000	0.008	0.000	-60.40	MAJON DE CEMENTO
766	113	607.637	4335.684	679.80	974892.50	980094.56	0.000	0.046	0.000	-60.25	NGN-446
766	114	610.385	4333.194	647.80	974902.81	980092.50	0.000	0.046	0.000	-61.21	M-105 RECAFES
766	115	620.314	4335.591	597.00	974917.00	980094.31	0.000	0.046	0.000	-51.47	M-105 RECAFES
766	116	614.457	4332.611	660.30	974900.40	980092.25	0.000	0.046	0.000	-50.95	M-105 RECAFES
766	117	615.677	4331.116	670.10	974901.80	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	118	613.750	4334.264	670.30	974902.81	980090.44	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	119	624.458	4331.280	670.30	974902.81	980092.50	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	120	624.860	4334.248	674.30	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	121	600.511	4336.500	664.10	974901.80	980090.00	0.000	0.046	0.000	-61.03	M-105 RECAFES
766	122	602.509	4335.672	660.30	974901.80	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	123	601.665	4334.140	661.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	124	602.182	4335.138	675.60	974901.80	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	125	601.480	4331.600	660.10	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	126	601.433	4331.645	679.80	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	127	600.712	4331.457	681.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	128	600.184	4331.500	679.80	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	129	599.364	4331.819	673.60	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	130	599.760	4330.744	677.10	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	131	598.649	4330.764	674.30	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	132	598.370	4331.080	674.30	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	133	603.530	4330.582	679.10	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	134	612.315	4332.400	670.30	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	135	617.069	4331.604	758.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	136	621.591	4337.502	708.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	137	625.401	4334.440	708.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	138	627.322	4331.701	676.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	139	624.881	4339.217	704.80	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	140	624.557	4339.314	684.30	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	141	618.164	4335.590	685.30	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	142	616.830	4334.150	599.30	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	143	613.090	4337.499	678.80	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	144	607.847	4330.424	692.50	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	145	607.018	4333.579	625.10	974911.11	980092.44	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
766	146	602.111	4335.003	674.30	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	0	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	1	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	2	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	3	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	4	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	5	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	6	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	7	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	8	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	9	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	10	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	11	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	12	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	13	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	14	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	15	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	16	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	17	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	18	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	19	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	20	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	21	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	22	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	23	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES
767	24	641.602	4330.800	663.00	974900.40	980090.81	0.000	0.046	0.000	-50.25	M-105 RECAFES

767	26	441.650	4321.500	1071.00	979842.20	980090.13	0.001	0.001	0.001	17.34	FM 28 ALPERA-ALTOZ
767	27	446.750	4321.500	1076.70	979854.44	980084.69	0.007	0.362	0.467	17.00	LINITE PROVINCIAL
767	28	446.150	4321.500	975.40	979852.86	980081.75	0.006	0.354	0.460	17.21	FM 20 ALPERA-ALTOZ
767	29	454.100	4321.500	794.15	979854.19	980090.75	0.006	0.328	0.481	15.44	CRUCE A JARAFUOL
767	30	448.550	4321.400	802.75	979857.25	980090.13	0.003	0.150	0.124	42.01	FM 23 AYORA-ALTOZ
767	31	452.150	4318.550	974.65	979852.56	980080.31	0.012	0.704	0.157	14.59	CRUCE A EL SEJ
767	32	451.150	4321.150	1001.34	979844.56	980081.61	0.013	0.530	0.225	14.95	EL SEJ
767	33	449.150	4321.500	982.46	979852.12	980081.19	0.005	0.264	0.115	15.09	VAÑO
767	34	450.850	4321.850	1063.77	979852.94	980083.00	0.014	0.628	0.271	15.70	FIN DEL CAMINO
767	35	459.300	4321.500	767.50	979889.81	980087.13	0.000	0.007	0.080	46.12	FM 20 LORENTE
767	36	459.950	4321.200	732.17	979887.31	980089.19	0.000	0.449	0.670	49.24	CRUCE CAMINO
767	37	451.550	4321.500	727.72	979895.25	980089.19	0.000	0.048	0.078	45.25	CRUCE A VILLAVALENTE
767	38	452.450	4321.150	758.85	979892.50	980089.01	0.000	0.003	0.004	47.13	FM 41 CASAS DE J.M. - ALTOZ
767	39	455.600	4320.600	760.00	979891.50	980090.25	0.000	0.007	0.004	45.58	FM 2 A VILLAVALENTE
767	40	455.100	4320.400	843.90	979871.56	980081.88	0.011	0.510	0.049	45.69	CRUCE FM 10.1
767	41	456.150	4322.650	849.29	979880.56	980082.81	0.003	0.212	0.068	45.82	CRUCE A LA OPTINA
767	101	455.780	4321.568	705.00	979903.86	980094.21	0.000	0.134	0.055	50.00	12 VILLAVALENTE
767	102	452.860	4321.071	759.50	979892.21	980089.00	0.000	0.158	0.064	46.51	141 CRUCE-JUAN H
767	103	456.555	4321.650	901.60	979872.50	980089.31	0.000	1.122	0.130	47.53	CARCELEN 10 HT
767	104	457.477	4321.903	785.30	979871.06	980082.68	0.003	0.291	0.110	42.61	150 CRUCE-JUAN H
767	105	451.943	4321.178	807.51	979871.56	980082.63	0.000	0.508	0.001	42.04	110 PUZO HIGUERO
767	106	445.967	4321.748	0.00	979842.56	980082.00	0.000	0.222	0.170	39.10	102 ALBERI
767	107	451.830	4321.314	221.20	979889.88	980091.21	0.000	0.678	0.110	36.77	AMERICANO
767	108	445.516	4321.655	101.00	979839.21	980086.19	0.000	0.213	0.254	25.84	AMERICANO
767	109	442.864	4319.409	643.20	979871.06	980081.19	0.000	0.246	0.120	39.94	AMERICANO
767	110	441.780	4321.676	860.30	979877.81	980082.71	0.000	0.354	0.134	41.05	AMERICANO
767	111	441.380	4321.017	780.20	979875.31	980093.63	0.000	0.301	0.130	44.31	AMERICANO
767	112	432.974	4318.697	11.10	979839.26	980080.61	0.000	0.162	0.106	42.36	AMERICANO
767	113	433.315	4322.033	725.10	979900.56	980091.44	0.000	0.162	0.069	47.52	AMERICANO
767	114	429.444	4321.516	764.00	979889.81	980087.60	0.000	0.122	0.082	46.42	AMERICANO
767	115	456.122	4321.041	824.50	979893.13	980090.25	0.000	0.291	0.180	34.19	FM 15 AYORA-CARCELE
767	116	454.534	4327.967	960.00	979884.75	980087.81	0.000	0.972	0.110	22.78	CASA UNDE
767	117	456.101	4324.132	855.00	979880.75	980084.75	0.000	0.305	0.060	35.34	FM 15 CASA-LOLO-AL
767	118	454.998	4320.286	889.60	979870.61	980081.75	0.000	0.510	0.070	35.17	AMERICANO
768	0	666.700	4324.172	589.00	979922.44	980092.56	0.008	0.490	0.268	42.85	FM 1 JARAFUOL
768	1	668.271	4325.418	600.00	979928.50	980085.56	0.000	0.120	0.307	38.48	FM 1 AYORA
768	2	664.100	4322.600	671.25	979920.13	980091.44	0.014	0.350	0.180	38.61	FM 1 AYORA
768	3	659.450	4322.050	725.00	979915.75	980091.44	0.021	0.331	0.201	35.52	FM 3 JARAFUOL-CARCELEN
768	4	659.450	4322.050	725.00	979910.44	980090.94	0.013	0.330	0.165	37.02	FM 5 JARAFUOL-CARCELEN
768	5	660.700	4324.400	744.00	979911.06	980090.94	0.011	0.312	0.160	36.21	FM 8 JARAFUOL-CARCELEN
768	6	663.550	4321.350	760.17	979900.94	980092.61	0.000	0.300	0.221	31.11	FM 10 JARAFUOL-CARCELEN
768	7	667.450	4322.250	511.25	979947.50	980091.06	0.022	0.460	0.460	34.00	FM 12 AYORA
768	8	668.550	4328.250	561.00	979937.13	980087.81	0.050	0.300	0.420	27.72	FM 20.5 SECTOR CAMIN. FINQUE.
768	9	668.542	4328.900	564.29	979934.81	980086.26	0.068	0.250	0.356	29.11	FM 20 CAMINO EN CURVA
768	10	665.800	4322.450	661.56	979915.13	980086.44	0.034	0.250	0.200	41.56	2-RA VERJA FINCA
768	11	661.250	4326.850	665.50	979912.44	980086.88	0.029	0.420	0.170	40.50	FM 3 AYORA-CARCELEN
768	12	657.700	4326.900	834.89	979900.36	980086.50	0.008	0.360	0.227	36.19	FM 6 AYORA-CARCELEN
768	13	669.000	4322.100	598.15	979926.38	980082.75	0.021	0.100	0.312	33.11	CRUCE CAMINO
768	14	669.100	4321.310	622.50	979912.75	980082.31	0.027	0.100	0.284	35.07	FM 20 ALHANSIA-AYORA
768	15	668.000	4319.700	657.25	979907.44	980081.06	0.027	0.100	0.194	40.25	PUENTE EXTREMO N.
768	16	669.000	4324.000	419.74	979912.06	980092.81	0.025	0.400	0.750	43.51	MOJON DE PIEDRAS
768	17	670.300	4336.200	422.91	979906.36	980094.12	0.020	0.520	0.541	36.25	PUENTE EXTREMO S.
768	18	672.550	4337.300	517.12	979952.50	980094.94	0.049	0.410	0.295	41.31	LINITE CAMINO
768	19	676.000	4325.400	643.52	979931.19	980093.38	0.017	0.960	0.201	38.35	CASA EL COJO
768	20	669.000	4330.200	482.86	979953.56	980089.31	0.078	0.500	0.622	34.63	CASA DEL CURA - Esquina.
768	21	670.800	4321.000	574.57	979940.44	980090.50	0.047	0.500	0.337	39.20	PUENTE EXTREMO E.
768	22	670.900	4332.900	604.16	979910.00	980091.56	0.031	1.486	0.193	35.83	CRUCE CAMINOS
768	23	673.050	4323.750	820.90	979896.64	980092.13	0.029	1.345	0.258	48.45	FINAL CARPETERA
768	24	674.600	4324.150	869.78	979887.81	980092.50	0.041	1.421	0.374	31.36	MOJON DE CEMENTO
768	25	675.850	4322.650	945.15	979867.13	980091.36	0.050	1.110	0.545	31.11	CRUCE
768	26	677.650	4322.150	961.17	979867.13	980091.36	0.050	1.110	0.545	31.11	CRUCE

769	31	685.250	4320.100	731.90	979911.69	980089.06	0.002	0.002	0.100	-22.67	CRUCE CAMINO
769	32	678.800	4327.700	832.47	979917.06	980097.25	0.002	0.002	0.100	-24.75	POSTE DE FELIPA
769	33	676.350	4325.450	776.05	979917.50	980097.25	0.002	0.002	0.100	-31.67	CARRELA TAPIA
769	34	675.400	4323.150	805.23	979920.00	980097.25	0.002	0.002	0.100	-24.51	CRUCE CAMINO
769	35	675.400	4321.500	800.18	979920.00	980097.25	0.002	0.002	0.100	-24.55	BIFURCACION DEL CAMINO
769	36	670.300	4324.300	598.67	979927.81	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.14	CARRELA FUERTA
769	37	671.450	4327.400	705.79	979925.25	980098.49	0.002	0.002	0.100	-24.25	CASA ALIAGA
769	38	673.500	4321.100	771.44	979934.75	980098.49	0.002	0.002	0.100	-28.32	Km 2 A HOYA-EMBUERA
769	39	676.650	4321.200	751.19	979939.54	980098.49	0.002	0.002	0.100	-27.50	CRUCE CAMINO
769	40	658.300	4321.050	769.85	979941.81	980098.49	0.002	0.002	0.100	-22.17	Km 2 A HOYA-EMBUERA
769	41	660.400	4322.200	705.25	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-27.17	POSTE CASA LA FELIPA
769	42	667.330	4321.840	700.50	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-36.51	CRUCE CAMINO
769	43	668.650	4320.610	523.69	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	44	663.980	4320.200	742.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-20.74	BIFURCACION DEL CAMINO
769	45	668.330	4321.400	700.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	46	671.310	4322.700	611.30	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	47	669.100	4323.110	621.50	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	48	674.740	4324.600	870.30	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	49	675.470	4321.450	910.60	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	50	668.110	4325.400	590.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	51	664.700	4324.100	680.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	52	657.300	4327.600	776.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	53	657.430	4325.000	748.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	54	599.070	4316.060	680.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	55	599.070	4316.060	680.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	56	613.256	4307.117	828.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	57	613.256	4307.117	828.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	58	609.300	4312.200	780.84	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	59	609.500	4315.850	782.17	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	60	625.300	4315.250	975.10	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	61	624.150	4311.450	912.46	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	62	627.800	4312.450	931.10	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	63	600.550	4312.100	696.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	64	600.900	4307.650	701.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	65	601.550	4302.950	707.50	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	66	603.400	4307.150	757.50	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	67	605.750	4304.750	779.07	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	68	607.100	4301.150	758.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	69	607.100	4301.150	756.05	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	70	621.600	4302.250	867.61	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	71	619.250	4300.250	864.21	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	72	617.700	4302.400	863.92	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	73	614.600	4304.850	815.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	74	625.900	4307.700	900.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	75	607.400	4311.150	750.86	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	76	609.400	4312.700	777.74	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	77	620.200	4308.900	852.16	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	78	616.750	4308.150	831.40	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	79	616.500	4310.150	871.88	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	80	623.000	4309.600	872.92	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	81	623.000	4309.600	872.08	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	82	625.000	4311.150	900.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	83	627.150	4309.250	897.11	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	84	601.200	4310.050	711.88	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	85	599.004	4317.841	675.80	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	86	599.177	4317.535	677.60	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	87	599.589	4317.294	677.30	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	88	602.290	4314.125	697.60	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	89	601.015	4311.052	702.30	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	90	610.825	4312.626	815.80	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	91	609.154	4304.786	800.00	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO
769	92	618.897	4311.641	911.30	979946.06	980098.49	0.002	0.002	0.100	-25.91	CRUCE CAMINO

791	110	615.555	4307.149	860.10	979551.00	980070.63	0.000	0.000	0.000	41.10	NOVA-GONZALO 16
791	111	625.156	4312.277	767.10	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	37.82	VILLAR CHIRCH 13
791	112	627.717	4306.907	600.80	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	30.64	EL CAMPILLO
791	113	600.767	4300.351	767.60	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	48.74	YISSA ALBA-MELLÉ
791	114	604.277	4306.379	760.10	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	48.30	ALDEA NUEVA
791	115	611.323	4303.452	774.20	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	44.40	CASA GUILLERMO S
791	116	616.598	4303.525	847.10	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	46.50	CASA DE ALHAMA
791	117	622.208	4305.540	861.80	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	58.73	HAP-952
791	118	599.352	4316.982	680.30	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	58.10	HAP-806
791	119	594.589	4317.294	677.50	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	61.62	HAP-800
791	120	602.151	4314.257	676.10	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	62.13	HAP-798
791	121	604.216	4312.617	713.60	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	59.22	SE-HAP-215-220
791	122	605.308	4312.415	724.10	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	51.14	HAP-797
791	123	607.978	4310.775	760.50	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	52.25	HAP-795
791	124	610.049	4309.108	836.10	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	49.51	HAP-793
791	125	611.871	4307.900	850.10	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	52.45	HAP-790
791	126	615.126	4307.792	821.30	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	52.50	SE-HAP-788 y 789
791	127	616.689	4307.970	831.80	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	51.15	HAP-781
791	128	618.968	4308.620	874.50	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	50.00	HAP-780
791	129	612.721	4307.141	827.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	49.65	HAP-779
791	130	611.844	4306.589	856.10	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	41.52	HAP-784
791	131	623.173	4309.301	671.10	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	45.30	HAP-781
791	132	623.669	4308.383	861.50	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	47.80	HAP-781
791	133	627.607	4307.864	805.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	49.45	AMERICANO
791	134	627.801	4301.666	857.20	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	46.55	AMERICANO
791	135	614.810	4317.005	944.60	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	45.69	AMERICANO
791	136	621.891	4309.559	857.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	45.78	AMERICANO
791	137	621.219	4300.082	873.50	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	50.01	AMERICANO
791	138	613.257	4307.118	836.30	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	55.01	AMERICANO
791	139	610.364	4317.551	733.10	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	48.79	AMERICANO
791	140	606.230	4302.920	750.60	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	49.25	AMERICANO
791	141	605.428	4312.467	724.30	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	54.24	AMERICANO
791	142	600.913	4305.933	728.60	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	48.09	SE
791	143	599.565	4317.262	677.50	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	38.45	HAP-751
791	144	599.328	4316.951	676.40	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	38.22	19. BONETE
792	0	643.398	4302.812	890.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	38.14	16. BONETE (S. JUAN BAUT.)
792	0	643.398	4302.812	890.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	44.91	19. ALPERA
792	1	652.364	4314.020	851.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	45.45	19. ALPERA
792	1	653.384	4314.020	855.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	40.15	CRUCE CAMINO CAÑERA
792	2	642.700	4301.750	930.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	41.24	19.11 ALHAMA-ALPERA
792	3	656.400	4313.000	816.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	41.01	19.13 ALHAMA-ALPERA
792	4	654.700	4313.700	811.50	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	40.25	CRUCE CAMINO
792	5	650.650	4313.250	877.25	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	42.51	CASILLAS DE MARIN DE ABAJO
792	6	646.200	4312.100	864.86	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	42.49	CASILLAS DE MARIN DE ABAJO
792	7	642.200	4310.050	860.50	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	47.69	CRUCE
792	8	641.100	4312.150	932.50	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	37.91	19.12.5
792	9	642.750	4314.200	1025.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	38.41	19.13. NOVA G. HIGUERUELA
792	10	642.600	4312.150	974.60	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	42.73	LAPIA
792	11	642.000	4309.250	944.10	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	41.19	LAPIA CRUCE CAMINO
792	12	636.150	4313.400	1002.50	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	38.15	CRUCE
792	13	636.550	4311.600	960.67	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	39.56	ACQUILA
792	14	637.450	4309.700	921.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	40.15	EETE. ERA DE TRILLA.
792	15	637.450	4317.500	1025.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	41.68	CASA DE LA CARRASQUILLA
792	16	641.100	4318.200	1034.50	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	41.77	CRUCE A GIRA VALENCIA
792	17	634.650	4317.050	1046.30	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	40.64	19.17 HIGUERUELA-POZOLORENTE
792	18	628.850	4304.100	928.50	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	34.29	KM.3 A PETROLA
792	18	628.850	4304.100	932.45	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	33.82	KM.3 A PETROLA
792	19	633.250	4301.200	880.55	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	42.72	KM.7(9) A CORRALRUBIO
792	20	640.750	4302.450	871.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	37.84	KM.8 CORRALRUBIO-BONETE
792	21	654.150	4318.250	904.25	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	32.70	CRUCE A CASA SALEZAROS
792	22	647.400	4317.950	918.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	36.69	CRUCE CAMINO
792	23	650.300	4315.850	881.55	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	35.80	19.13.5 ALPERA ALHAMA
792	24	652.700	4299.800	874.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	40.60	19. CORRAL RUBIO
792	24	652.700	4299.800	874.00	979551.00	980071.50	0.000	0.000	0.000	40.60	19. CORRAL RUBIO

792	1	632.250	4301.750	827.51	979846.00	980071.58	0.000	0.001	0.005	-37.44	FM. 150 H430
792	27	632.250	4301.750	827.51	979846.00	980071.58	0.000	0.001	0.005	-42.47	FM. 25 CORRALBUENO-BONITE
792	28	638.500	4312.150	974.92	979844.31	980075.56	0.000	0.000	0.044	-39.30	FM. 25 HIGHERUELA-BONITE
792	29	643.200	4311.550	841.75	979851.94	980075.00	0.000	0.032	0.032	-45.52	CRUCE A CASILLAS DE MARIN DE AR
792	30	651.500	4311.750	830.11	979851.56	980075.00	0.000	0.007	0.067	-44.76	EST. F.C. ALPERA
792	31	648.250	4310.450	870.51	979850.29	980074.06	0.000	0.004	0.068	-46.00	ESTANQUE CASA DE LOS AUTOS
792	32	652.200	4310.150	834.37	979851.11	980073.69	0.000	0.036	0.073	-47.14	POSTE DE PIECHA
792	33	651.850	4307.950	813.70	979850.13	980071.94	0.000	0.028	0.086	-45.62	CRUCE CASA NUEVA
792	34	650.950	4306.650	803.84	979851.50	980071.00	0.000	0.003	0.014	-46.16	CRUCE
792	35	649.550	4306.500	859.96	979851.00	980070.88	0.004	0.016	0.064	-44.51	CRUCE
792	36	649.650	4304.650	822.45	979850.56	980069.36	0.000	0.018	0.068	-44.76	CRUCE
792	37	651.950	4306.150	800.97	979851.50	980069.75	0.000	0.020	0.105	-47.49	PUENTE EXTREMO E.
792	38	651.650	4305.100	762.11	979850.23	980069.88	0.000	0.042	0.126	-45.14	COMIENZO CARRETERA A ALPERA
792	39	652.600	4306.950	811.89	979850.94	980071.12	0.000	0.145	0.096	-44.14	FM. 2 CRT. A ALPERA
792	40	653.550	4311.550	825.04	979851.00	980074.66	0.000	0.037	0.190	-45.42	FM. 7 CRT. A ALPERA
792	41	652.850	4316.100	896.03	979851.31	980076.50	0.000	0.089	0.069	-38.20	CRUCE CAMINO
792	42	642.150	4304.300	869.89	979859.19	980069.25	0.000	0.020	0.165	-36.82	CRUCE A BONITE
792	43	644.750	4304.500	886.55	979851.61	980069.38	0.003	0.026	0.066	-36.67	GASOLINERA.
792	44	646.200	4304.550	876.95	979854.56	980069.38	0.000	0.016	0.065	-37.56	CRUCE
792	45	648.050	4304.300	849.25	979850.31	980069.13	0.007	0.010	0.054	-41.67	ANTIGUA CARRETERA
792	46	648.950	4301.950	821.10	979851.44	980067.19	0.012	0.008	0.065	-42.05	ARRIBO CASA DE LA OFICINA
792	47	648.900	4300.450	812.85	979850.19	980066.00	0.000	0.007	0.071	-49.61	ERA. CASAS VIEJAS
792	48	651.300	4301.000	766.11	979851.19	980066.26	0.000	0.009	0.109	-54.36	CRUCE CAMINO
792	49	650.300	4301.800	816.55	979851.12	980067.06	0.013	0.011	0.070	-51.16	CRUCE CAMINO
792	50	652.200	4302.650	798.92	979857.44	980067.63	0.003	0.009	0.095	-52.51	CRUCE
792	51	653.100	4302.700	784.24	979851.19	980067.62	0.000	0.011	0.111	-52.01	CANCELA VALLA
792	52	654.750	4302.800	752.41	979850.36	980067.75	0.004	0.013	0.150	-51.17	CRUCE
792	53	631.750	4304.900	950.00	979848.06	980069.88	0.000	0.008	0.026	-34.71	CRUCE CAMINO AL BOSQUE
792	101	630.445	4313.889	973.50	979844.15	980076.94	0.000	0.142	0.039	-41.10	CASAS OMBREEROS
792	102	634.645	4314.210	78.09	979841.44	980077.19	0.000	0.126	0.060	-40.11	HIGHERUELA IS RE
792	103	638.612	4312.178	979.30	979841.25	980075.56	0.000	0.096	0.044	-38.50	K25 CA HIGUE-BON
792	104	631.252	4311.129	943.60	979847.44	980074.75	0.000	0.072	0.022	-41.57	BDO HOYA HONDA
792	105	642.518	4307.930	880.60	979857.63	980072.06	0.000	0.002	0.065	-41.11	111 L SEPARIANO F
792	106	648.404	4316.150	900.10	979857.63	980078.81	0.000	0.062	0.085	-38.37	CRUCE A-BEI
792	107	648.474	4312.620	866.30	979851.21	980075.94	0.000	0.118	0.076	-38.92	CASA DEL MADU
792	108	652.927	4309.810	817.80	979851.13	980073.50	0.000	0.091	0.090	-47.34	K5 ALPERA
792	109	630.493	4306.591	915.60	979851.19	980071.12	0.000	0.081	0.031	-38.70	1268 H430
792	110	632.645	4302.287	915.00	979849.86	980068.56	0.000	0.042	0.014	-36.67	CA CORRAL BU 14
792	111	638.036	4302.423	874.00	979850.44	980067.63	0.000	0.014	0.006	-40.25	EL BACHILLER
792	112	632.692	4309.107	871.10	979849.10	980065.63	0.000	0.011	0.039	-48.24	DIRRIS HONDO 10
792	113	643.410	4303.876	867.80	979851.44	980068.94	0.000	0.019	0.025	-36.79	BONITE IG REUES
792	114	648.413	4304.492	836.00	979860.00	980069.25	0.000	0.021	0.050	-44.72	K501 ALBAC-ALMAN
792	115	630.077	4306.945	937.80	979848.56	980071.50	0.000	0.072	0.022	-38.23	HG3 776
792	116	630.559	4206.952	944.30	979848.86	980071.50	0.000	0.072	0.025	-36.73	HG3 776
792	117	635.139	4306.876	947.10	979849.63	980071.38	0.000	0.076	0.027	-35.21	HG3 775
792	118	637.850	4306.151	891.30	979850.44	980070.75	0.000	0.069	0.046	-44.87	HG3 772
792	119	640.474	4304.764	869.80	979858.25	980069.75	0.000	0.019	0.063	-40.28	HG3 771
792	120	643.523	4304.364	870.50	979850.06	980071.25	0.000	0.011	0.064	-41.91	22 HG3 766 y 767
792	121	644.820	4304.580	880.30	979851.63	980069.38	0.000	0.023	0.062	-38.48	HG3 766
792	122	641.800	4305.172	804.30	979852.31	980069.75	0.000	0.021	0.109	-46.04	HG3 760
792	122	647.479	4304.166	855.30	979856.81	980069.06	0.000	0.019	0.021	-41.93	HG3 764
792	124	649.760	4304.672	816.80	979859.75	980069.38	0.000	0.021	0.074	-46.45	HG3 762
792	126	635.733	4304.902	777.50	979870.38	980069.50	0.000	0.098	0.137	-45.82	HG3 759
792	126	656.625	4304.459	799.60	979869.56	980069.50	0.000	0.180	0.080	-42.21	HG3 756
792	127	651.779	4305.036	779.30	979870.19	980069.63	0.000	0.098	0.132	-45.63	AMERICANO
792	128	643.285	4312.642	854.60	979851.63	980076.75	0.000	0.067	0.091	-45.60	AMERICANO
792	129	643.580	4307.075	800.00	979851.63	980076.75	0.000	0.067	0.091	-45.60	AMERICANO
792	130	643.104	4311.641	800.00	979851.63	980076.75	0.000	0.067	0.091	-45.60	AMERICANO
792	131	634.821	4314.179	38.60	979832.50	980077.19	0.000	0.126	0.068	-40.14	AMERICANO
792	132	631.006	4307.639	929.60	979852.00	980072.06	0.000	0.072	0.023	-37.08	AMERICANO
793	0	665.458	4334.257	881.60	979855.38	980068.51	0.000	0.032	0.069	-48.54	LA ALHARRA
793	2	656.000	4300.750	821.00	979850.12	980068.12	0.000	0.018	0.046	-37.56	CRUCE A CASA DE LOS AUTOS
793	3	661.150	4303.100	810.50	979851.19	980068.00	0.015	0.010	0.064	-34.24	FM. 1 ALHARRA MONTAÑUELOS
793	4	665.300	4306.900	885.25	979854.56	980070.88	0.000	0.051	0.141	-42.02	FM. 1 ALHARRA ALORA
793	5	665.300	4306.900	885.25	979854.56	980070.88	0.000	0.051	0.141	-42.02	FM. 1 ALHARRA ALORA

819	101	671.018	4294.501	703.50	974270.54	980044.31	0.000	0.134	0.158	42.12	POST. ALBARRACIN
819	102	664.261	4295.753	681.50	974653.54	980042.19	0.000	0.121	0.076	-29.40	125 CO C-3220
819	103	659.465	4296.780	620.10	974811.80	980058.19	0.000	0.100	0.091	-4.18	100-7203
819	104	650.711	4297.101	544.00	974901.00	980064.01	0.000	0.111	0.094	-20.40	100-7204
819	105	630.104	4298.100	447.10	974981.50	980064.02	0.000	0.104	0.090	-20.40	100-7205
819	106	675.004	4298.505	557.00	974989.19	980064.13	0.000	0.100	0.007	-45.80	100-7206
819	107	675.255	4299.138	703.50	974989.19	980061.31	0.000	0.100	0.007	-45.80	CARRETE 10
819	108	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7207
819	109	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7208
819	110	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7209
819	111	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7210
819	112	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7211
819	113	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7212
819	114	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7213
819	115	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7214
819	116	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7215
819	117	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7216
819	118	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7217
819	119	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7218
819	120	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7219
819	121	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7220
819	122	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7221
819	123	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7222
819	124	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7223
819	125	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7224
819	126	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7225
819	127	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7226
819	128	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7227
819	129	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000	0.100	0.006	-42.60	100-7228
819	130	677.202	4299.801	693.00	974985.10	980061.81	0.000</				

543	101	601.111	4161.417	665.74	97951.01	980039.11	0.000	0.156	0.151	51.02	112 BELLA HERMANA
543	102	606.251	4165.976	665.39	97952.11	980037.56	0.000	0.172	0.161	51.02	112 BELLA HERMANA
543	103	609.973	4170.914	665.50	97953.01	980047.11	0.000	0.161	0.160	50.00	112 BELLA HERMANA
543	104	611.170	4175.050	782.50	97954.01	980049.11	0.000	0.161	0.161	50.00	112 BELLA HERMANA
543	105	616.783	4222.310	690.80	97955.01	980047.11	0.000	0.114	0.114	50.00	112 BELLA HERMANA
543	106	616.211	4274.171	654.10	97956.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	107	620.611	4274.211	654.10	97957.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	108	620.611	4274.211	654.10	97958.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	109	620.611	4274.211	654.10	97959.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	110	620.611	4274.211	654.10	97960.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	111	620.611	4274.211	654.10	97961.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	112	620.611	4274.211	654.10	97962.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	113	620.611	4274.211	654.10	97963.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	114	620.611	4274.211	654.10	97964.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	115	620.611	4274.211	654.10	97965.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	116	620.611	4274.211	654.10	97966.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	117	620.611	4274.211	654.10	97967.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	118	620.611	4274.211	654.10	97968.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	119	620.611	4274.211	654.10	97969.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	120	620.611	4274.211	654.10	97970.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	121	620.611	4274.211	654.10	97971.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	122	620.611	4274.211	654.10	97972.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	123	620.611	4274.211	654.10	97973.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	124	620.611	4274.211	654.10	97974.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	125	620.611	4274.211	654.10	97975.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	126	620.611	4274.211	654.10	97976.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	127	620.611	4274.211	654.10	97977.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	128	620.611	4274.211	654.10	97978.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	129	620.611	4274.211	654.10	97979.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	130	620.611	4274.211	654.10	97980.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	131	620.611	4274.211	654.10	97981.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	132	620.611	4274.211	654.10	97982.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	133	620.611	4274.211	654.10	97983.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	134	620.611	4274.211	654.10	97984.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	135	620.611	4274.211	654.10	97985.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	136	620.611	4274.211	654.10	97986.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	137	620.611	4274.211	654.10	97987.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	138	620.611	4274.211	654.10	97988.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	139	620.611	4274.211	654.10	97989.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	140	620.611	4274.211	654.10	97990.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	141	620.611	4274.211	654.10	97991.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	142	620.611	4274.211	654.10	97992.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	143	620.611	4274.211	654.10	97993.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	144	620.611	4274.211	654.10	97994.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	145	620.611	4274.211	654.10	97995.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	146	620.611	4274.211	654.10	97996.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	147	620.611	4274.211	654.10	97997.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	148	620.611	4274.211	654.10	97998.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	149	620.611	4274.211	654.10	97999.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA
543	150	620.611	4274.211	654.10	98000.01	980045.63	0.000	0.112	0.112	50.00	112 BELLA HERMANA

844	104	134	327	4272.254	625.10	979823.00	980042.31	0.000	0.004	0.092	-54.49	12. VILLO VILLO
844	104	134	311	4275.254	625.10	979823.00	980042.31	0.000	0.004	0.092	-54.49	AMERICANO
844	105	135	369	4276.042	629.00	979821.00	980038.94	0.000	0.004	0.078	-49.69	AMERICANO
844	106	136	266	4276.246	729.00	979845.00	980047.00	0.000	0.007	0.072	-52.92	AVENTA DEL LLANO
844	107	137	207	4276.724	729.00	979845.00	980047.00	0.000	0.007	0.072	-52.92	LOC CHILLAPES
844	108	138	740	4280.092	729.00	979842.75	980049.81	0.000	0.004	0.064	-55.51	R-15 YECU-FUENTE
844	109	139	526	4277.224	729.00	979842.00	980047.50	0.000	0.004	0.064	-51.29	CASA EL MANGON
844	110	140	197	4274.104	629.00	979842.00	980047.44	0.000	0.004	0.064	-51.29	PIE FORTIS CAN
844	111	141	556	4266.111	629.00	979842.00	980038.31	0.000	0.004	0.064	-50.58	R-15 JUNTIL CRUCE
844	112	142	191	4265.991	629.00	979842.00	980038.31	0.000	0.004	0.064	-50.58	CURVA DE JUNTIL
844	113	143	821	4270.745	740.00	979843.88	980042.31	0.000	0.007	0.072	-52.32	R-15 JUNTIL-VECLA
844	114	144	527	4267.203	620.00	979843.11	980039.75	0.000	0.004	0.064	-52.32	FUENTE DEL PINO
844	115	145	577	4264.241	565.00	979843.11	980037.19	0.000	0.004	0.064	-52.32	CASA JACQUE ALIC
844	116	146	474	4263.210	565.00	979843.11	980037.19	0.000	0.004	0.064	-52.32	MAPA 424
844	117	147	576	4262.242	729.00	979843.00	980043.50	0.000	0.004	0.064	-45.41	MAPA 416
844	118	148	938	4270.964	725.00	979842.25	980042.56	0.000	0.008	0.153	-49.01	MAPA 419
844	119	149	547	4269.276	625.00	979842.00	980041.71	0.000	0.008	0.071	-52.83	MAPA 420
844	120	150	887	4267.485	625.00	979842.00	980039.86	0.000	0.007	0.071	-45.75	MAPA 422
844	121	151	363	4270.501	742.00	979842.00	980041.75	0.000	0.004	0.064	-50.51	MAPA 417
844	122	152	427	4275.714	621.00	979842.12	980042.02	0.000	0.004	0.064	-45.22	AMERICANO
844	123	153	085	4260.773	822.10	979842.00	980050.32	0.000	0.008	0.051	-48.57	AMERICANO
844	124	154	591	4271.980	722.00	979842.00	980042.50	0.000	0.008	0.061	-48.57	AMERICANO
844	125	155	963	4270.332	625.00	979842.00	980042.51	0.000	0.004	0.061	-45.09	AMERICANO
845	0	0	0	4276.111	565.00	979842.00	980047.09	0.000	0.004	0.061	-57.57	16. VILLO
845	1	1	198	4275.771	620.00	979842.00	980047.19	0.000	0.004	0.061	-49.20	15. VILLO
845	2	2	953	4272.550	629.00	979842.00	980042.21	0.000	0.004	0.061	-52.45	CRUCE EL VILLO
845	3	3	300	4277.550	624.91	979842.00	980047.50	0.000	0.004	0.061	-45.78	CRUCE CAMINO
845	4	4	200	4275.250	624.42	979842.00	980048.19	0.000	0.004	0.061	-48.58	CRUCE CAMINO
845	5	5	300	4273.550	512.50	979842.00	980044.44	0.000	0.003	0.047	-54.92	CRUCE VILLO PINOSO
845	6	6	300	4270.150	508.00	979842.00	980041.75	0.000	0.003	0.046	-54.02	CRUCE EL ARDOR
845	7	7	700	4268.250	552.00	979842.00	980040.50	0.000	0.003	0.046	-51.76	CRUCE A CASA DE LAGO
845	8	8	150	4264.750	624.91	979842.00	980038.94	0.000	0.003	0.046	-46.55	CRUCE CAMINO
845	9	9	550	4267.400	624.91	979842.00	980041.71	0.000	0.003	0.046	-46.75	CRUCE
845	10	10	400	4267.400	624.91	979842.00	980041.71	0.000	0.003	0.046	-53.30	CASA CAMINO
845	11	11	850	4272.250	512.21	979842.00	980042.85	0.000	0.003	0.046	-54.42	CRUCE HONDO DE CARBONERAS
845	12	12	400	4272.250	512.21	979842.00	980042.85	0.000	0.003	0.046	-54.55	CRUCE HONDO DE CARBONERAS
845	13	13	400	4272.250	512.21	979842.00	980042.85	0.000	0.003	0.046	-54.55	CRUCE HONDO DE CARBONERAS
845	14	14	400	4272.250	512.21	979842.00	980042.85	0.000	0.003	0.046	-54.55	CRUCE HONDO DE CARBONERAS
845	15	15	400	4272.250	512.21	979842.00	980042.85	0.000	0.003	0.046	-54.55	CRUCE HONDO DE CARBONERAS
845	16	16	400	4272.250	512.21	979842.00	980042.85	0.000	0.003	0.046	-54.55	CRUCE HONDO DE CARBONERAS
845	17	17	400	4272.250	512.21	979842.00	980042.85	0.000	0.003	0.046	-54.55	CRUCE HONDO DE CARBONERAS
845	18	18	400	4272.250	512.21	979842.00	980042.85	0.000	0.003	0.046	-54.55	CRUCE HONDO DE CARBONERAS
845	19	19	400	4272.250	512.21	979842.00	980042.85	0.000	0.003	0.046	-54.55	CRUCE HONDO DE CARBONERAS
845	20	20	400	4272.250	512.21	979842.00	980042.85	0.000	0.003	0.046	-54.55	CRUCE HONDO DE CARBONERAS
845	21	21	825	4276.500	493.77	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	22	22	775	4276.500	493.77	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	23	23	075	4276.450	493.77	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	24	24	500	4275.950	493.77	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	25	25	925	4274.800	509.32	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	26	26	850	4274.250	507.13	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	27	27	525	4265.250	530.57	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	28	28	425	4265.400	481.83	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	29	29	050	4265.750	481.83	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	30	30	700	4275.300	605.72	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	31	31	250	4274.400	620.33	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	32	32	150	4273.250	681.55	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	33	33	875	4260.700	610.87	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	34	34	575	4271.625	508.82	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	101	101	575	4276.364	490.00	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	102	102	502	4276.176	502.80	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE
845	103	103	502	4276.176	502.80	979842.00	980042.00	0.000	0.003	0.046	-55.23	CRUCE

845	107	677.672	4277.451	520.30	779891.23	980047.00	0.000	0.141	49.74	NAFJ-250	
845	108	677.672	4277.451	520.30	779891.23	980047.00	0.000	0.141	49.74	NAFJ-250	
845	109	678.850	4278.186	501.10	779891.23	980047.94	0.000	0.212	-52.15	NAFJ-254	
845	110	682.041	4278.259	489.10	779867.28	980047.94	0.000	0.173	51.50	NAFJ-252	
845	111	674.712	4277.189	555.10	779855.50	980047.25	0.000	0.081	0.265	0.66	NAFJ-250
845	112	684.856	4281.199	508.10	779892.44	980047.25	0.000	0.082	0.132	-52.15	NAFJ-255
845	113	685.759	4278.752	514.10	779888.13	980050.13	0.000	0.064	0.311	-57.26	NAFJ-251
845	114	686.388	4278.767	500.30	779887.50	980048.19	0.000	0.111	0.240	58.45	NAFJ-252
845	115	686.419	4278.460	502.80	779888.31	980048.19	0.000	0.122	0.217	-61.80	NAFJ-248
845	116	686.172	4278.670	509.00	779890.75	980047.94	0.000	0.104	0.231	-60.27	NAFJ-253
845	117	685.695	4278.381	502.30	779888.11	980048.00	0.000	0.118	0.206	-58.74	AMERICANO
845	118	682.112	4285.745	492.30	779886.94	980047.81	0.000	0.104	0.214	-60.15	AMERICANO
845	119	675.756	4285.182	632.10	779864.75	980037.94	0.000	0.525	0.213	-52.94	AMERICANO
845	120	673.148	4278.634	500.00	779864.75	980040.00	0.000	0.722	0.102	-45.82	AMERICANO
845	121	682.426	4280.588	638.10	779879.31	980048.88	0.000	0.064	0.122	-51.69	AMERICANO
845	122	659.091	4278.664	624.50	779872.00	980050.00	0.000	0.061	0.052	45.05	1.5. VECIA ALVARO
845	123	670.882	4280.980	710.00	779865.83	980048.00	0.000	0.117	0.061	-62.97	1.5. VECIA FUENTE
845	124	689.287	4278.581	575.00	779882.27	980050.13	0.000	0.168	0.152	-44.44	LA MURCIA-ALBACE
845	125	688.204	4278.454	510.00	779881.01	980048.50	0.000	0.088	0.068	-50.60	CRUCE CAMI 1-ED
845	126	682.784	4288.927	575.00	779870.50	980041.01	0.000	0.722	0.069	50.00	1.5. JUMIL VECIA
845	127	687.936	4271.541	550.00	779889.19	980042.21	0.000	0.003	0.168	50.00	CRUCE PUILLUC
845	128	670.946	4286.578	592.00	779869.26	980038.81	0.000	0.675	0.112	-54.20	1.5. VECIA-PINOZO
845	129	684.211	4276.111	535.60	779880.75	980046.44	0.000	0.296	0.096	-50.76	CRUCE VECIA
845	130	683.706	4279.457	594.00	779880.81	980046.31	0.000	0.285	0.098	-47.98	IS-NAFJ-260
845	131	681.282	4274.581	613.10	779872.44	980045.83	0.000	0.389	0.077	-46.01	NAFJ-260
845	132	685.630	4275.641	580.00	779881.50	980048.19	0.000	0.282	0.131	-52.14	NAFJ-415
845	133	688.368	4276.320	575.00	779881.03	980046.50	0.000	0.081	0.061	-45.54	NAFJ-259
845	134	688.794	4272.545	676.80	779856.69	980044.50	0.000	0.081	0.061	50.70	NAFJ-257
845	135	684.214	4275.721	606.10	779877.09	980046.19	0.000	0.685	0.055	-52.35	NAFJ-416
868	0	686.214	4258.707	429.84	779886.31	980033.36	0.030	0.293	0.028	-48.45	AMERICANO
868	0	686.214	4258.707	429.84	779886.31	980033.36	0.030	0.416	0.151	-57.71	CRUCE EL FEDERALOSO
868	0	686.250	4258.700	429.00	779886.67	980033.38	0.029	0.112	0.156	54.56	CRUCE EL FEDERALOSO
868	1	624.950	4253.750	431.00	779874.50	980029.19	0.000	0.404	0.159	54.56	CRUCE TALAVE
868	2	604.000	4244.250	516.20	779846.61	980021.94	0.000	0.123	0.222	-49.37	16. CANCARIK
868	3	601.650	4244.800	487.50	779852.06	980022.36	0.034	0.316	0.097	-72.99	PUERTA DEPOSITO
868	4	609.500	4245.100	500.10	779848.44	980022.50	0.019	0.283	0.103	-73.91	ESQUINA DE LA TAPIA
868	4	609.500	4245.100	437.82	779849.00	980022.50	0.000	0.896	0.097	-74.33	CRUCE
868	5	612.300	4244.450	427.25	779861.81	980022.00	0.000	0.912	0.110	-74.13	CRUCE
868	6	614.450	4244.100	411.50	779884.88	980021.47	0.036	0.416	0.150	-73.17	CRUCE
868	7	616.950	4247.200	408.75	779870.88	980021.13	0.054	0.438	0.325	-72.13	16. EL S. MEMPH
868	8	619.064	4253.742	405.25	779882.31	980024.13	0.012	0.254	0.181	-66.47	CRUCE A EL TESORILLO
868	8	619.064	4253.742	416.35	779882.19	980029.25	0.007	0.316	0.258	-66.36	16. AGRANDON
868	9	619.699	4251.681	362.19	779838.50	980027.23	0.000	0.321	0.267	-63.32	16. AGRANDON
868	10	621.500	4251.950	446.00	779821.21	980027.75	0.000	0.142	0.303	-58.15	ED. F.C. AGRANDON
868	11	623.350	4252.200	475.90	779870.50	980027.75	0.025	0.184	0.195	-63.36	CRUCE CAMINO
868	12	625.700	4247.750	475.90	779879.31	980028.00	0.016	0.133	0.172	-70.86	CRUCE CAMINO
868	12	625.800	4251.950	465.30	779872.00	980024.38	0.000	0.125	0.088	-63.80	RM.227 (330) H201
868	14	624.850	4254.650	492.70	779868.81	980027.75	0.006	0.109	0.176	-63.70	CRUCE
868	15	628.200	4255.650	501.80	779868.25	980029.88	0.000	0.157	0.148	-62.28	RM.22 JUMILLA-CANCARIK
868	16	629.000	4259.650	552.50	779870.50	980030.69	0.000	0.196	0.123	-54.34	RM.20 JUMILLA-CANCARIK
868	17	625.400	4258.800	513.25	779873.94	980031.81	0.008	0.106	0.065	-57.43	RM.19 C321C
868	18	622.650	4258.550	450.50	779868.44	980033.25	0.062	0.467	0.117	-55.27	CRUCE
868	19	623.750	4256.600	477.70	779879.50	980032.00	0.006	0.342	0.177	-57.07	SECTOR CARRETERA ANTIGUA
868	20	621.250	4260.150	442.84	779840.00	980031.50	0.025	0.483	0.193	-56.15	CRUCE
868	21	614.850	4260.650	500.50	779881.69	980034.44	0.057	0.448	0.209	-54.50	CASA 22 PUERTA
868	22	612.650	4261.100	500.25	779879.19	980034.88	0.000	0.085	0.083	-57.41	CRUCE
868	23	611.950	4261.850	513.15	779874.75	980035.25	0.000	0.074	0.082	-60.04	CRUCE
868	24	608.600	4260.350	472.85	779880.63	980035.94	0.000	0.163	0.104	-60.70	CASA HQ 22 PUERTA
868	25	604.450	4257.950	452.39	779866.13	980034.75	0.000	0.163	0.104		

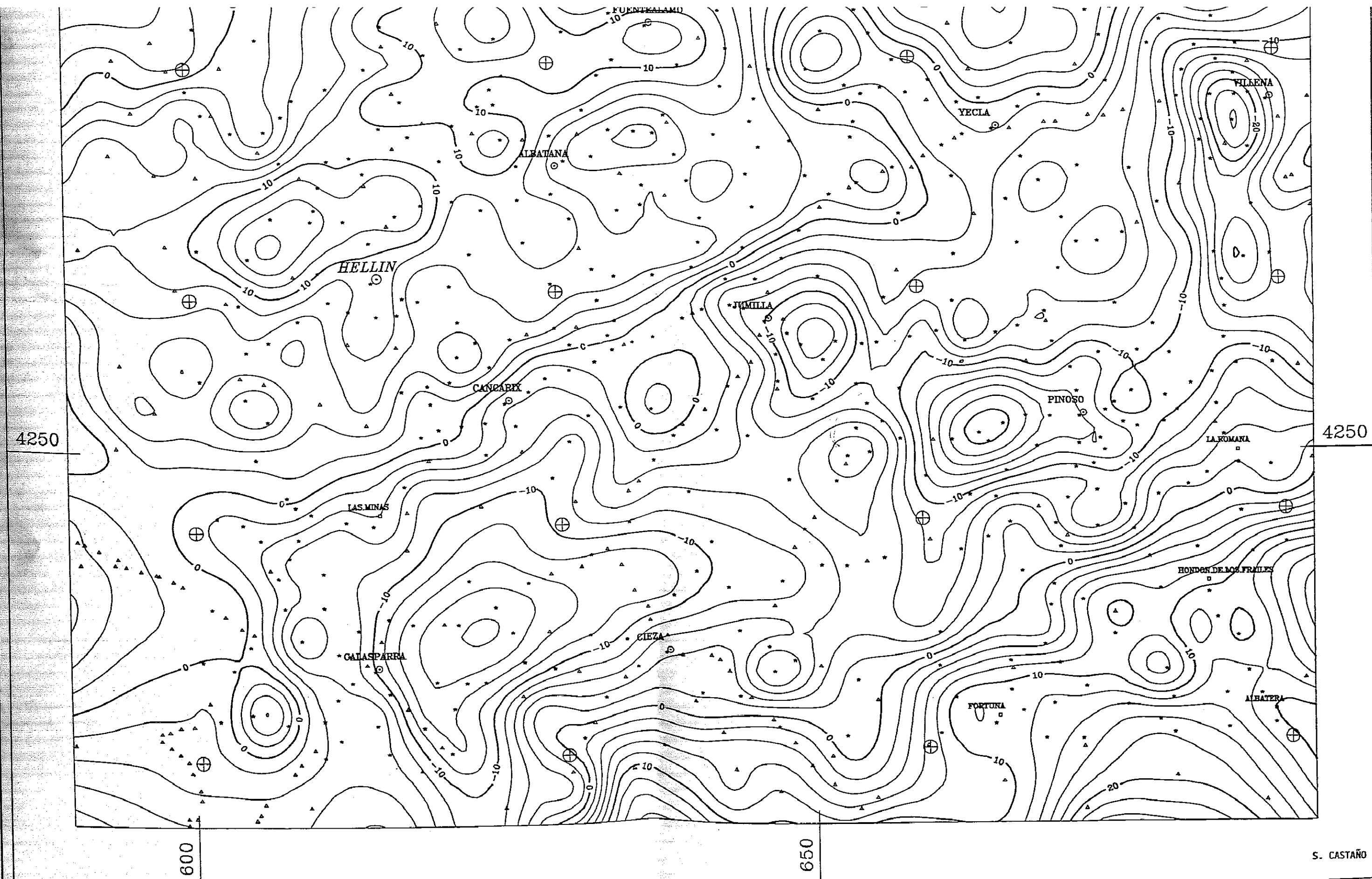
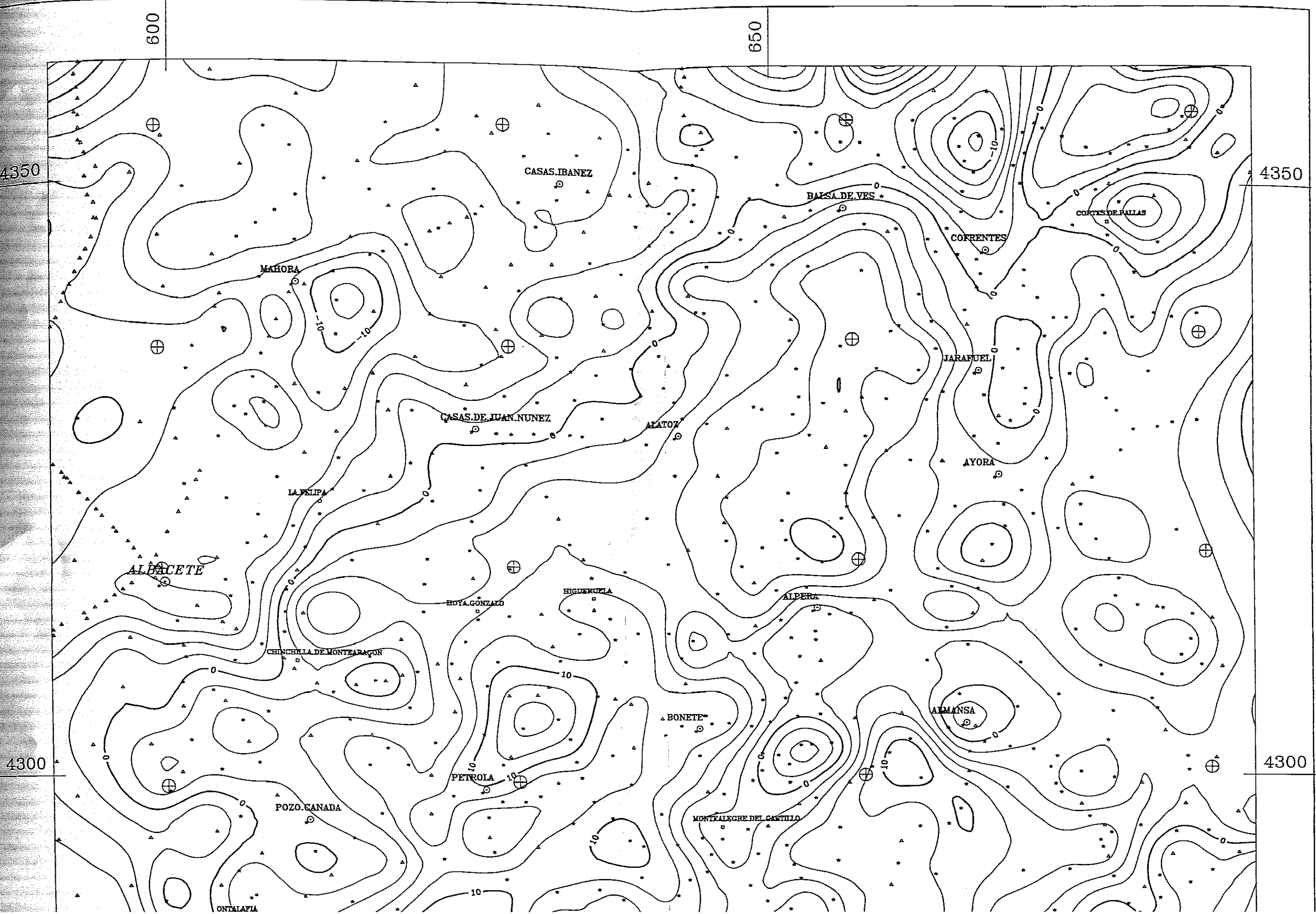
868	34	621.200	4257.400	412.40	979825.31	980032.00	0.014	0.589	0.234	-50.80	LA BORDA PRIMERA CASA JARDIN
868	35	620.000	4255.400	412.10	979827.94	980030.50	0.001	0.294	0.250	-52.19	CRUCE CAMINO
868	36	618.850	4255.125	411.10	979828.60	980030.31	0.000	0.284	0.215	-51.50	CRUCE A LA BORDA
868	37	618.800	4251.700	410.00	979829.00	980030.00	0.000	0.284	0.215	-51.50	CRUCE CAMINO
868	38	618.200	4251.100	409.00	979829.44	980027.19	0.001	0.446	0.274	-51.25	CRUCE CAMINO FABRICA
868	39	608.250	4248.625	408.50	979829.69	980025.00	0.001	1.423	0.101	-55.00	CRUCE A EL CERCAJO
868	40	607.550	4246.400	421.00	979829.25	980025.50	0.001	1.611	0.159	-55.95	CRUCE CASAS ADMINISTRACION
868	101	602.925	4241.432	421.00	979829.00	980025.00	0.000	0.439	0.105	-53.92	CRUCE FRESA TALA E
868	102	600.824	4255.647	501.00	979829.44	980031.00	0.000	0.258	0.110	-57.94	CRUCE A EL CERCAJO
868	103	602.948	4255.934	405.00	979829.63	980031.13	0.000	0.521	0.120	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	104	600.692	4244.700	412.00	979829.25	980029.50	0.000	0.210	0.120	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	105	610.204	4253.922	412.00	979829.63	980029.50	0.000	1.058	0.109	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	106	618.799	4241.656	471.10	979829.63	980029.50	0.000	0.051	0.151	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	107	618.401	4258.200	403.00	979829.63	980029.50	0.000	0.491	0.124	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	108	620.685	4255.620	403.00	979829.63	980029.50	0.000	0.290	0.213	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	109	613.991	4255.101	407.00	979829.63	980029.50	0.000	0.500	0.110	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	110	620.702	4259.201	502.50	979829.63	980029.50	0.000	0.492	0.121	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	111	624.953	4253.951	404.00	979829.63	980029.50	0.000	0.200	0.178	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	112	615.885	4249.290	382.10	979829.63	980029.50	0.000	0.168	0.214	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	113	617.124	4245.201	407.80	979829.63	980029.50	0.000	0.290	0.205	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	114	626.277	4249.933	405.00	979829.63	980029.50	0.000	0.072	0.129	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	115	622.945	4245.620	440.80	979829.63	980029.50	0.000	0.529	0.132	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	116	622.140	4258.317	400.80	979829.63	980029.50	0.000	0.711	0.252	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	117	618.698	4251.682	370.30	979829.63	980029.50	0.000	0.143	0.303	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	118	613.507	4258.547	410.00	979829.63	980029.50	0.000	0.071	0.121	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	119	606.214	4258.707	411.30	979829.63	980029.50	0.000	0.404	0.159	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	120	605.821	4255.405	501.30	979829.63	980029.50	0.000	0.240	0.122	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	121	603.557	4244.400	515.00	979829.63	980029.50	0.000	0.295	0.097	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	0	606.043	4260.184	510.00	979829.63	980029.50	0.000	0.101	0.192	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	0	606.043	4260.184	510.00	979829.63	980029.50	0.000	0.407	0.105	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	2	655.000	4258.550	501.00	979829.63	980029.50	0.000	0.329	0.184	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	3	653.850	4258.450	517.50	979829.63	980029.50	0.000	0.315	0.198	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	4	651.750	4258.650	502.00	979829.63	980029.50	0.000	0.071	0.251	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	5	647.850	4259.250	481.50	979829.63	980029.50	0.000	0.120	0.259	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	6	648.950	4258.250	478.20	979829.63	980029.50	0.000	0.183	0.190	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	7	650.750	4257.150	511.50	979829.63	980029.50	0.000	0.784	0.164	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	8	652.400	4254.300	503.80	979829.63	980029.50	0.000	0.283	0.401	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	9	655.400	4251.200	444.20	979829.63	980029.50	0.000	0.340	0.211	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	10	652.800	4250.800	454.40	979829.63	980029.50	0.000	0.047	0.047	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	11	651.750	4247.450	370.40	979829.63	980029.50	0.000	0.786	0.560	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	12	652.650	4248.450	390.70	979829.63	980029.50	0.000	0.122	0.100	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	13	653.350	4241.650	410.80	979829.63	980029.50	0.000	0.032	0.112	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	14	624.800	4248.950	210.70	979829.63	980029.50	0.000	0.157	0.400	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	15	634.747	4244.118	210.80	979829.63	980029.50	0.000	0.163	0.341	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	16	620.050	4250.650	400.00	979829.63	980029.50	0.000	0.170	0.280	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	17	631.600	4252.700	422.50	979829.63	980029.50	0.000	0.117	0.213	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	18	634.150	4252.250	470.50	979829.63	980029.50	0.000	0.190	0.240	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	19	630.650	4253.150	470.00	979829.63	980029.50	0.000	0.117	0.213	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	20	630.100	4256.500	521.75	979829.63	980029.50	0.000	0.126	0.117	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	21	630.150	4258.350	550.40	979829.63	980029.50	0.000	0.109	0.086	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	22	632.150	4250.950	575.45	979829.63	980029.50	0.000	0.146	0.073	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	23	632.550	4257.900	644.20	979829.63	980029.50	0.000	0.115	0.034	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	24	635.150	4258.500	650.20	979829.63	980029.50	0.000	0.115	0.102	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	25	636.850	4258.850	641.10	979829.63	980029.50	0.000	0.115	0.092	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	26	639.300	4260.350	641.30	979829.63	980029.50	0.000	0.165	0.085	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	27	640.950	4261.100	616.20	979829.63	980029.50	0.000	0.154	0.101	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	28	643.250	4261.450	569.65	979829.63	980029.50	0.000	0.127	0.155	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	29	644.400	4261.200	570.45	979829.63	980029.50	0.000	0.193	0.117	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	30	630.400	4261.850	670.20	979829.63	980029.50	0.000	0.193	0.117	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO
868	31	637.700	4260.650	670.20	979829.63	980029.50	0.000	0.193	0.117	-50.29	CRUCE A EL CERCAJO

867	26	654.400	4147.750	415.00	979851.10	980023.00	0.000	0.121	0.107	-54.02	CRUCE CANINO
869	27	635.750	4150.200	458.48	979850.26	980024.21	0.000	0.122	0.107	-54.02	CRUCE CANINO
869	28	638.500	4150.750	443.24	979851.10	980025.81	0.000	0.123	0.107	-54.02	CRUCE CANINO
869	29	637.900	4151.150	414.90	979852.61	980027.85	0.000	0.124	0.107	-54.02	CRUCE CANINO
869	30	642.100	4151.500	413.21	979857.63	980027.19	0.000	0.125	0.107	-54.02	CRUCE CANINO
869	31	644.650	4151.050	500.19	979875.44	980026.61	0.012	0.412	0.145	-50.17	FINAL CRUCE RAMBLA
869	32	643.050	4151.000	432.02	979852.49	980030.00	0.000	0.247	0.145	-50.17	FINAL CRUCE RAMBLA
869	33	655.550	4152.150	555.41	979870.88	980035.50	0.000	0.262	0.117	-54.92	CASA PALAZON
869	101	630.729	4159.747	590.00	979862.44	980033.81	0.000	0.110	0.086	-55.07	AMERICANO
869	102	630.409	4158.806	345.50	979878.00	980022.66	0.000	0.107	0.039	-60.34	AMERICANO
869	103	640.104	4161.800	630.00	979852.23	980034.23	0.000	0.179	0.095	-57.35	LA C. JUAN BELLIN
869	104	645.993	4161.150	510.30	979850.75	980034.06	0.000	0.124	0.155	-54.45	JUNILLA 10.41
869	105	643.290	4159.748	445.00	979852.13	980030.50	0.000	0.259	0.157	-50.33	LA C. JUAN BELLIN
869	106	647.059	4154.849	600.00	979852.13	980031.75	0.000	1.028	0.095	-54.45	LA C. JUAN BELLIN
869	107	650.406	4157.470	470.00	979851.11	980031.61	0.000	0.164	0.210	-70.42	LA C. JUAN BELLIN
869	108	655.543	4157.025	550.00	979851.00	980034.00	0.000	0.128	0.110	-50.80	LA C. JUAN BELLIN
869	109	652.510	4140.814	378.50	979850.00	980034.04	0.000	0.812	0.265	-52.51	LA C. JUAN BELLIN
869	110	645.943	4144.571	345.80	979845.31	980031.50	0.000	0.210	0.224	-54.88	LA C. JUAN BELLIN
869	111	657.145	4150.192	550.00	979851.10	980034.21	0.000	0.185	0.042	-72.07	LA C. JUAN BELLIN
869	112	640.213	4161.514	540.00	979851.51	980035.94	0.000	0.289	0.155	-60.31	LA C. JUAN BELLIN
869	113	647.504	4160.378	445.50	979871.75	980034.21	0.000	0.101	0.149	-54.74	LA C. JUAN BELLIN
869	114	647.570	4160.070	449.30	979870.54	980032.54	0.000	0.100	0.152	-54.45	LA C. JUAN BELLIN
869	115	645.248	4159.110	435.10	979870.54	980033.13	0.000	0.093	0.310	-55.44	LA C. JUAN BELLIN
869	116	644.900	4156.939	485.30	979879.50	980031.50	0.000	0.278	0.225	-58.12	LA C. JUAN BELLIN
869	117	643.290	4155.307	425.30	979885.01	980030.19	0.000	0.847	0.350	-59.14	LA C. JUAN BELLIN
869	118	641.146	4153.170	400.00	979891.19	980028.50	0.000	0.168	0.300	-50.90	LA C. JUAN BELLIN
869	119	636.753	4151.179	561.00	979891.81	980027.00	0.000	0.130	0.211	-59.73	LA C. JUAN BELLIN
869	120	634.700	4140.505	300.00	979891.25	980023.44	0.000	0.122	0.139	-50.90	LA C. JUAN BELLIN
869	121	634.747	4144.115	329.00	979888.19	980021.50	0.000	0.021	0.114	-50.15	LA C. JUAN BELLIN
869	122	657.627	4155.946	580.00	979880.50	980032.88	0.000	0.292	0.420	-57.21	AMERICANO
869	123	654.483	4153.570	472.80	979879.29	980028.29	0.000	0.497	0.458	-54.75	AMERICANO
869	124	646.065	4150.100	510.50	979868.81	980022.94	0.000	0.130	0.192	-64.21	AMERICANO
869	125	639.227	4151.904	385.00	979892.03	980027.50	0.000	0.100	0.094	-58.51	AMERICANO
869	126	634.509	4156.330	645.00	979844.50	980032.69	0.000	0.104	0.127	-60.97	AMERICANO
870	0	671.025	4152.607	574.00	979862.00	980027.63	0.000	0.110	0.009	-50.43	LA C. JUAN BELLIN
870	1	662.250	4151.150	628.50	979857.50	980024.50	0.013	0.168	0.077	-55.00	LA C. JUAN BELLIN
870	2	668.250	4161.150	630.12	979857.12	980034.50	0.014	0.151	0.001	-55.12	LA C. JUAN BELLIN
870	3	668.900	4158.000	631.70	979850.00	980022.44	0.009	0.134	0.078	-51.80	LA C. JUAN BELLIN
870	4	670.350	4150.500	615.00	979850.25	980030.09	0.018	0.096	0.078	-59.05	IGLESIA GRANERO CASA DE ANOLOS
870	5	670.250	4154.000	584.55	979853.81	980029.19	0.005	0.090	0.070	-60.10	CRUCE CANINO A LEL
870	6	672.850	4153.700	570.55	979853.50	980029.19	0.005	0.097	0.075	-60.40	CRUCE CANINO A LEL
870	7	675.200	4154.000	595.20	979860.03	980029.19	0.011	0.353	0.072	-50.90	CRUCE CANINO
870	8	680.050	4155.200	521.05	979877.00	980029.50	0.007	0.304	0.148	-49.14	CRUCE CANINO
870	9	682.750	4158.900	537.00	979870.21	980032.44	0.005	0.253	0.154	-49.79	CRUCE CANINO
870	10	682.150	4153.550	495.20	979864.94	980028.25	0.018	0.416	0.170	-45.05	CRUCE CANINO
870	11	682.750	4151.100	457.10	979897.50	980026.25	0.020	0.557	0.203	-37.09	CRUCE CANINO
870	12	681.350	4148.000	539.50	979882.13	980022.51	0.016	0.510	0.136	-32.04	CRUCE CANINO
870	13	677.350	4140.300	635.20	979861.31	980022.50	0.007	0.509	0.079	-35.41	CRUCE CANINO
870	14	672.450	4140.250	530.50	979874.19	980022.86	0.024	0.419	0.126	-43.54	CRUCE CANINO
870	15	672.200	4140.800	570.70	979861.44	980024.22	0.024	0.427	0.075	-40.90	CRUCE CANINO
870	16	671.050	4150.400	507.10	979860.03	980025.80	0.005	0.485	0.047	-50.90	CRUCE CANINO
870	17	670.100	4140.050	530.50	979871.00	980022.50	0.031	0.180	0.103	-45.05	CRUCE CANINO
870	18	666.150	4150.900	625.00	979858.19	980033.50	0.031	0.284	0.110	-51.00	CRUCE CANINO
870	19	664.400	4159.150	730.15	979852.09	980033.00	0.051	0.425	0.205	-54.75	CRUCE CANINO
870	20	662.000	4158.000	620.00	979845.25	980032.50	0.033	0.785	0.233	-49.74	CRUCE CANINO
870	21	654.700	4154.450	561.50	979850.00	980033.25	0.008	0.501	0.100	-50.81	CRUCE CANINO
870	22	660.900	4150.700	600.55	979840.00	980026.25	0.010	0.302	0.191	-60.10	CRUCE CANINO
870	23	663.050	4151.250	622.05	979835.88	980026.69	0.011	0.278	0.139	-67.90	CRUCE CANINO
870	24	660.750	4152.050	650.10	979837.13	980027.75	0.008	0.105	0.090	-62.41	CRUCE CANINO
870	25	666.700	4152.000	589.40	979852.50	980027.03	0.000	0.103	0.009	-50.00	CRUCE CANINO
870	26	658.800	4147.800	511.70	979864.00	980024.00	0.009	0.122	0.280	-58.79	CRUCE CANINO
870	27	664.350	4147.150	650.50	979864.00	980024.00	0.009	0.122	0.280	-58.79	CRUCE CANINO

870	21	686.650	4150.700	445.72	979844.21	980030.51	0.000	0.132	0.272	-44.14	CASA EN FINJAS
870	22	681.800	4250.100	504.07	979880.88	980020.19	0.000	0.125	0.200	-45.42	CRUCE A LA ROMANA
870	23	676.950	4320.050	622.74	979860.00	980033.38	0.005	0.352	0.102	-50.15	19. CANAÑA DE C. IPO
870	24	678.300	4257.250	562.17	979869.19	980031.50	0.009	0.327	0.112	-50.90	CRUCE CASAS DE RANJELETA
870	25	675.700	4257.650	570.30	979867.44	980021.75	0.000	0.269	0.074	-51.63	Boca de Lago No 15
870	26	672.600	4257.700	536.24	979556.61	980021.62	0.000	0.125	0.098	-54.77	DEL CRUCE EN EL CENTRO
870	27	673.150	4253.100	595.39	979862.44	980026.00	0.005	0.331	0.072	-47.29	CRUCE A LAS ENCERRAS
870	28	674.550	4252.100	615.51	979856.19	980027.19	0.000	0.372	0.079	-46.46	PUETE
870	29	675.700	4251.750	659.83	979847.63	980026.81	0.003	0.452	0.119	-46.26	LAS ENCERRAS. FUENTE PUBLICA
870	30	677.850	4252.150	644.92	979846.54	980027.19	0.021	0.463	0.091	-50.19	CASITA
870	31	678.950	4253.100	578.05	979860.11	980027.88	0.000	0.367	0.070	-47.12	19. CASAS DEL SENOR
870	32	677.950	4254.250	557.16	979870.12	980028.21	0.003	0.130	0.045	-49.61	19. CHIHURLET
870	33	662.300	4248.200	522.54	979863.38	980023.75	0.000	0.150	0.222	-52.34	CRUCE
870	34	665.000	4248.250	568.86	979854.00	980024.25	0.001	0.162	0.147	-57.57	TORRE DEL RICO. FUENTE PUBLICA
870	35	663.800	4250.550	550.28	979841.67	980026.13	0.004	0.162	0.194	-55.51	YORRE ELECTRICA CON TRANSFORMA
870	36	664.950	4252.000	628.04	979836.69	980027.31	0.002	0.191	0.137	-56.24	19. 46 JUNILLA-FINJAS
870	37	667.650	4250.200	615.20	979847.69	980025.75	0.005	0.149	0.132	-55.70	LEIFERO DE LA CANTINER
870	38	673.100	4249.900	544.50	979867.38	980024.38	0.000	0.362	0.112	-48.71	CRUCE
870	39	672.750	4250.800	730.00	979811.61	980025.44	0.250	1.457	0.040	-57.14	OPTIMIZACION DE FIC
870	40	674.650	4249.500	987.39	979809.44	980026.13	0.183	2.721	0.712	-52.51	BASE PETRILE GEODESICO
870	41	674.800	4247.100	534.00	979807.38	980021.94	0.000	0.190	0.124	-51.51	19. RIQUENA
870	42	675.800	4247.100	555.11	979811.19	980022.13	0.000	0.242	0.090	-57.02	SOLANA BAJA
870	43	682.900	4248.850	420.00	979860.12	980024.38	0.000	0.483	0.358	-54.54	19. LA ROMANA
870	44	686.500	4248.200	406.72	979811.61	980024.25	0.004	0.451	0.430	-52.61	PUERTA CASA
870	45	680.950	4241.950	577.97	979806.11	980025.31	0.000	0.363	0.291	-54.19	UNION DE CEMENTO
870	46	682.525	4250.495	705.21	979806.11	980021.13	0.000	0.150	0.161	-57.55	RASPAN
870	47	675.624	4251.411	660.04	979861.23	980026.43	0.000	0.442	0.119	-51.87	LAS ENCERRAS
870	48	683.854	4246.851	420.00	979906.06	980024.38	0.000	0.478	0.255	-54.59	AMERICANO
870	49	682.034	4252.048	505.00	979877.31	980024.38	0.000	0.601	0.208	-50.87	AMERICANO
870	50	677.812	4247.187	485.00	979870.31	980026.44	0.000	0.601	0.208	-40.16	AMERICANO
870	51	674.676	4245.476	562.00	979871.34	980023.25	0.000	0.632	0.090	-37.75	AMERICANO
870	52	671.101	4252.549	534.00	979871.34	980021.94	0.000	0.275	0.124	-50.80	AMERICANO
870	53	667.732	4245.254	574.00	979861.23	980027.50	0.000	0.111	0.009	-52.51	AMERICANO
870	54	662.059	4256.982	568.00	979860.13	980021.64	0.000	0.113	0.000	-45.15	AMERICANO
870	55	665.227	4252.067	720.00	979860.13	980032.75	0.000	0.817	0.251	-26.36	CU ELEPHA PANSAS
870	56	668.396	4250.329	640.00	979837.00	980027.31	0.000	0.195	0.137	-63.96	K. 46.1 C. JUNILLA
870	57	665.332	4250.705	630.00	979858.00	980033.81	0.000	0.157	0.075	-51.19	AMERICANO
870	58	614.423	4252.472	578.00	979850.69	980026.26	0.000	0.322	0.210	-41.17	AMERICANO
870	59	676.790	4252.500	347.00	979867.00	980012.50	0.026	0.130	0.129	-71.51	19. CALASPARRA (S. PELERO)
870	60	676.650	4251.000	315.01	979867.00	980012.50	0.071	0.170	0.070	-61.05	CRUCE A AUTOPUENTE
870	61	625.350	4238.450	336.54	979860.00	980013.01	0.001	0.120	0.130	-45.17	DEPARTO DE AGUA
870	62	626.650	4238.450	247.75	979860.11	980014.69	0.018	0.090	0.202	-45.25	CRUCE
870	63	626.650	4239.400	301.23	979861.19	980017.08	0.018	0.171	0.128	-77.04	CRUCE
870	64	617.450	4236.250	351.26	979861.19	980017.88	0.010	0.122	0.156	-70.64	CRUCE
870	65	618.250	4237.900	279.25	979879.13	980015.28	0.011	0.158	0.272	-80.75	CRUCE
870	66	612.250	4237.900	340.77	979861.19	980006.88	0.015	0.083	0.120	-78.48	CRUCE
870	67	620.650	4239.400	345.29	979861.19	980006.88	0.010	0.040	0.112	-75.46	CRUCE
870	68	615.600	4230.650	325.27	979860.00	980010.00	0.024	0.090	0.132	-76.52	EXTREMO TAFIA
870	69	604.500	4229.000	378.54	979865.26	980011.00	0.030	0.106	0.132	-78.56	PM. 3 CALASPARRA-BULLAS
870	70	612.550	4231.650	445.20	979865.26	980009.84	0.011	0.094	0.088	-63.70	LIMITA SAN AGA
870	71	611.350	4237.850	555.75	979861.19	980013.01	0.035	0.149	0.111	-75.90	PUENTE A CANTINER (LIMON)
870	72	607.250	4237.850	505.10	979861.19	980013.01	0.030	0.149	0.111	-61.04	19. CALASPARRA-BULLAS
870	73	606.750	4237.850	470.50	979861.19	980013.01	0.030	0.149	0.111	-61.04	CRUCE A CANTINER
870	74	607.700	4241.800	416.14	979865.44	980019.81	0.038	0.220	0.158	-63.01	19. EL CHOPITO
870	75	605.400	4242.800	373.15	979865.44	980019.81	0.038	0.220	0.158	-72.40	CRUCE CANTINER
870	76	608.450	4241.800	463.00	979865.44	980020.88	0.077	0.221	0.112	-71.07	BOJON DE FLORES
870	77	606.600	4234.250	411.15	979865.44	980020.88	0.059	0.264	0.161	-63.73	BOJON DE FLORES
870	78	601.400	4237.500	334.90	979865.44	980014.50	0.000	0.100	0.130	-80.70	CRUCE A EL CANTINER
870	79	604.450	4234.450	549.01	979865.44	980014.50	0.000	0.442	0.115	-59.51	Km. 20 CALASPARRA-BULLAS
870	80	603.100	4237.500	489.57	979865.44	980014.50	0.012	0.264	0.144	-72.15	Km. 25 CALASPARRA-BULLAS

1	631.850	4241.550	281.54	979892.68	980011.50	0.000	0.107	0.152	70.50	CRUCE VALLINO
1	631.700	4241.550	280.25	979893.19	980015.50	0.000	0.107	0.152	42.51	APARADOR DE OREO
3	652.400	4241.550	154.17	979901.13	980007.19	0.000	0.264	0.313	42.57	CAMERA DE HIERRO
5	646.950	4221.719	145.20	979919.13	980006.44	0.000	0.222	0.254	51.79	CRUCE DE LOS FRATRES
7	646.600	4221.260	117.30	979911.50	980011.54	0.000	0.101	0.129	51.94	CRUCE DE LOS FRATRES
8	643.850	4230.200	116.41	979913.17	980010.38	0.000	0.214	0.242	58.41	CRUCE DE LOS FRATRES
9	640.700	4230.400	108.26	979910.15	980010.50	0.000	0.256	0.281	57.27	CRUCE DE LOS FRATRES
9	630.950	4226.550	411.70	979871.00	980007.81	0.000	0.315	0.351	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
1	654.091	4241.042	470.50	979877.50	980012.75	0.000	0.222	0.250	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
2	630.567	4221.271	200.00	979805.54	980011.13	0.000	1.024	0.281	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
3	636.175	4231.505	200.00	979907.00	980010.00	0.000	0.141	0.224	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
4	634.274	4231.214	200.00	979891.20	980011.50	0.000	1.001	0.224	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
5	646.471	4231.481	222.50	979894.75	980011.13	0.000	0.177	0.158	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
6	642.201	4231.115	245.00	979913.00	980017.75	0.000	0.158	0.141	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
7	640.097	4229.717	177.50	979925.05	980011.00	0.000	0.158	0.175	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
8	650.325	4232.641	175.00	979906.19	980012.13	0.000	0.225	0.202	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
9	654.614	4239.293	304.00	979909.00	980009.94	0.000	0.150	0.158	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
0	642.402	4227.291	145.20	979924.44	980008.00	0.000	1.016	0.204	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
1	646.469	4227.774	241.50	979918.50	980008.11	0.000	0.158	0.255	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
2	650.779	4226.128	238.00	979929.14	980007.00	0.000	1.011	0.241	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
3	630.917	4240.684	278.50	979931.44	980018.75	0.000	0.098	0.172	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
4	634.509	4242.807	322.50	979880.25	980013.25	0.000	0.004	0.111	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
5	632.830	4241.545	292.10	979891.25	980020.31	0.000	0.053	0.122	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
6	634.075	4240.710	270.10	979894.21	980018.75	0.000	0.081	0.150	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
7	635.083	4235.574	248.30	979899.28	980017.00	0.000	0.139	0.229	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
8	636.339	4235.129	225.00	979901.15	980011.19	0.000	0.177	0.256	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
9	637.570	4225.225	201.60	979913.19	980014.30	0.000	0.413	0.232	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
0	637.815	4234.920	194.60	979914.38	980014.11	0.000	0.412	0.327	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
1	639.060	4232.400	177.80	979920.19	980012.94	0.000	0.157	0.354	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
2	641.491	4233.441	247.30	979909.00	980012.94	0.000	0.157	0.281	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
3	642.972	4231.235	200.00	979917.50	980012.00	0.000	0.152	0.270	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
4	644.712	4230.107	248.10	979911.30	980010.25	0.000	0.164	0.211	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
5	646.447	4228.260	227.60	979917.74	980008.68	0.000	0.180	0.251	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
6	646.185	4226.470	275.50	979913.80	980007.38	0.000	0.236	0.262	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
7	648.330	4242.165	329.50	979895.12	980019.75	0.000	0.067	0.231	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
8	646.721	4232.055	230.80	979910.28	980011.81	0.000	0.116	0.287	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
9	642.402	4227.260	145.20	979934.25	980006.00	0.000	1.018	0.225	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
0	638.190	4234.526	212.50	979911.60	980012.60	0.000	0.410	0.327	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
1	632.984	4242.024	289.50	979891.69	980019.81	0.000	0.056	0.126	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
2	621.775	4226.056	441.10	979801.15	980008.80	0.000	1.441	0.210	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
3	629.109	4244.050	552.50	979807.74	980020.85	0.010	0.365	0.345	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
4	628.150	4237.451	405.00	979900.81	980018.75	0.037	0.389	0.385	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
5	671.250	4237.850	250.00	979911.75	980016.00	0.001	0.412	0.425	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
6	675.350	4243.550	470.00	979884.50	980020.44	0.004	0.857	0.209	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
7	681.450	4228.450	415.00	979918.50	980018.25	0.001	0.395	0.448	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
8	681.450	4228.450	414.31	979918.75	980010.15	0.001	0.411	0.456	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
9	685.000	4241.700	412.50	979921.00	980018.75	0.005	0.363	0.453	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
0	667.750	4241.500	462.00	979928.50	980019.35	0.009	0.311	0.454	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
1	682.150	4226.400	488.84	979910.50	980014.50	0.072	0.431	0.600	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
2	682.150	4226.400	70.62	979924.80	980009.25	0.011	0.100	0.548	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
3	680.814	4227.912	17.42	980012.17	980007.81	0.000	0.017	0.758	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
4	680.814	4227.912	17.42	980012.17	980007.81	0.000	0.019	0.763	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
5	683.000	4227.550	50.00	980000.94	980007.50	0.000	0.013	0.426	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
6	678.527	4227.164	82.50	979931.80	980007.38	0.002	0.012	0.547	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
7	678.527	4227.164	82.18	979931.80	980007.38	0.002	0.010	0.514	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
8	675.250	4226.101	141.00	979928.75	980006.00	0.009	0.059	0.328	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
9	671.467	4230.900	221.72	979949.50	980010.50	0.010	0.400	0.312	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES
0	671.467	4230.900	222.11	979948.80	980010.50	0.010	0.421	0.318	41.51	CRUCE DE LOS FRATRES

B91	28	619.500	4342.151	828.04	974310.24	980019.08	0.011	0.041	0.021	40.17	CROCE A LA CARRERA DE LA VIDA
B91	29	684.250	4332.100	113.00	974344.00	980011.19	0.043	0.152	0.436	41.41	ENTRADA VILLA FILIP
B91	30	683.800	4334.150	127.00	974357.00	980013.44	0.159	0.186	0.210	42.89	FM 3 HONOR DE LOS FRATRES AL
B91	31	677.900	4332.150	201.00	974351.00	980011.14	0.017	0.110	0.306	43.54	DETREDO LOS RIOS
B91	32	678.450	4334.950	143.01	974371.44	980009.56	0.006	0.084	0.254	44.06	VILLA ALVAREZ FM 2
B91	33	677.350	4338.100	111.09	974366.11	980008.21	0.009	0.117	0.445	45.08	FM 2 LOS 2 ENDES SUBSTITUI
B91	34	674.850	4339.400	105.01	974366.11	980009.21	0.018	0.061	0.045	46.03	CROCE A LOS CARBILLOS
B91	35	673.750	4331.100	100.01	974366.11	980013.05	0.012	0.102	0.107	47.00	CROCE A LA CARRERA
B91	36	671.350	4331.650	121.45	974344.00	980012.01	0.015	0.106	0.296	48.00	DETREDO EL PARTITION
B91	37	668.700	4339.150	170.08	974310.24	980009.14	0.008	0.061	0.209	49.04	CROCE CARTEL
B91	38	666.400	4331.950	167.17	974352.01	980009.00	0.011	0.066	0.320	50.01	ESQUINA CASA
B91	39	665.450	4330.050	238.01	974313.01	980010.00	0.022	0.111	0.401	51.00	DETREDO BRANDEFFO LOS TALLA
B91	40	665.400	4333.000	290.16	974300.44	980011.05	0.016	0.078	0.445	52.08	CASA EN RUINAS
B91	41	665.150	4334.500	257.01	974313.01	980012.19	0.005	0.117	0.660	53.04	DETREDO LOS CARBILLOS
B91	42	664.100	4331.950	200.01	974307.00	980008.11	0.000	0.086	0.856	54.06	CROCE A LA CARRERA
B91	43	661.050	4330.050	200.01	974313.01	980009.04	0.004	0.104	0.571	55.09	DETREDO ALBONORADO
B91	44	659.750	4330.000	412.42	974314.01	980012.00	0.127	0.021	0.340	56.00	TORRE ELECTRICA CON TRANSFORMA
B91	45	659.000	4333.100	513.47	974313.01	980014.13	0.009	0.041	0.110	57.00	CROCE CARTEL
B91	46	658.800	4331.000	542.17	974313.01	980007.00	0.100	0.122	0.093	58.00	PUENTE DETREDO A
B91	47	660.001	4331.300	195.00	974313.01	980013.05	0.000	0.153	0.108	59.01	LA CARRERA
B91	48	660.814	4332.100	101.01	980011.04	980007.01	0.000	0.017	0.751	60.00	LA CARRERA
B91	49	664.074	4332.100	113.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.440	61.00	LA CARRERA
B91	50	662.551	4331.000	400.00	974313.01	980011.00	0.000	0.041	0.150	62.00	LA CARRERA
B91	51	677.300	4331.000	100.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	63.00	LA CARRERA
B91	52	660.000	4331.000	100.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	64.00	LA CARRERA
B91	53	671.741	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	65.00	LA CARRERA
B91	54	661.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	66.00	LA CARRERA
B91	55	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	67.00	LA CARRERA
B91	56	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	68.00	LA CARRERA
B91	57	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	69.00	LA CARRERA
B91	58	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	70.00	LA CARRERA
B91	59	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	71.00	LA CARRERA
B91	60	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	72.00	LA CARRERA
B91	61	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	73.00	LA CARRERA
B91	62	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	74.00	LA CARRERA
B91	63	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	75.00	LA CARRERA
B91	64	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	76.00	LA CARRERA
B91	65	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	77.00	LA CARRERA
B91	66	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	78.00	LA CARRERA
B91	67	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	79.00	LA CARRERA
B91	68	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	80.00	LA CARRERA
B91	69	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	81.00	LA CARRERA
B91	70	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	82.00	LA CARRERA
B91	71	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	83.00	LA CARRERA
B91	72	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	84.00	LA CARRERA
B91	73	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	85.00	LA CARRERA
B91	74	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	86.00	LA CARRERA
B91	75	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	87.00	LA CARRERA
B91	76	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	88.00	LA CARRERA
B91	77	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	89.00	LA CARRERA
B91	78	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	90.00	LA CARRERA
B91	79	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	91.00	LA CARRERA
B91	80	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	92.00	LA CARRERA
B91	81	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	93.00	LA CARRERA
B91	82	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	94.00	LA CARRERA
B91	83	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	95.00	LA CARRERA
B91	84	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	96.00	LA CARRERA
B91	85	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	97.00	LA CARRERA
B91	86	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	98.00	LA CARRERA
B91	87	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	99.00	LA CARRERA
B91	88	660.000	4331.000	110.00	974313.01	980011.00	0.000	0.110	0.150	100.00	LA CARRERA



ANOMALIAS DE BOUGUER (d=2.67 g/cc)

EQUIDISTANCIA ENTRE ISOLINEAS 2 mgals.
COORDENADAS EN U.T.M.

